

石油高等院校特色教材

地层学概论

曲淑琴　王雅春　编著
吕延防　主审



石油工业出版社
Petroleum Industry Press

前　　言

地层学是地质科学的重要基础学科，是高校地质资源勘查专业学生必修的一门专业基础课。

地层是沉积相、地质构造和矿产形成及其分布规律研究的基础，地层研究应该得到足够的重视。目前，有关地层学的概念、原理和方法主要是在地史学或古生物地层学中讲述的。实际上，古生物地层学以及地史学涉及的地层学内容仅仅是地层学内容的一部分，地层学与古生物学和地史学分属于地质学的三个分支学科。

近年来，许多地层学的新理论、新方法不断涌现。但是，每种方法都有一定的优越性和局限性，目前还没有哪一种单一的方法能够解决所有的地层问题。各学科的相互渗透、不同方法的相互结合与验证是地层研究的最好方法。根据地质工作和科研的需要，既要引进现代地层学的新概念、新方法，又要重视传统地层学方法的综合研究，这是本书编写的基本思路。

本书吸收了现代科技成果，简介了地层学的研究现状及存在问题。第一至十章系统介绍了传统地层学和现代地层学的基本概念、基本原理、基本方法及应用中应该注意的问题，并简介了含油气盆地的地层研究方法。第十一章运用地层学的基本原理和方法，按构造发展阶段论和活动论概述我国各时代的地层特点及典型剖面，同时包含了地史学的一些主要内容，简要介绍了古构造、古地理和古生物演变等地史特点及主要含矿层位。

本书内容简明扼要、深入浅出、系统全面，可作为高校地质资源勘查专业32－64学时"地层学"及"地史学"的教材，也可作为地质矿产勘探和开发人员生产、科研的参考用书。

本书由吕延防教授主审，得到马世忠、付广等专家的大力支持及杨勉、鞠国帅等老师的热情帮助，石荣、王美艳、乔莎莎等同学参与了图表的清绘。本书的初稿经教材编审委员会审核，朱筱敏、肖传桃等专家认真审阅并提出了宝贵的修改意见，使本书内容更加全面。在此，我们对所有给予本书提供帮助和支持的人员表示衷心的感谢。

由于水平有限，书中不足之处在所难免，恳请读者批评指正。

编　者

2009年5月

目　录

第一章 绪 论

第一节 地层学的研究内容及意义

地层(Stratum)是具有某种共同特征或属性的岩层或岩体,它以明显界面或经研究后推论的某种解释性界面与相邻的岩层或岩体相区分。岩层泛指层状岩石,包括沉积岩、火山岩和岩床等顺层侵入的侵入岩、上述岩石变质而成的变质岩。岩层的特征是指岩石的颜色、结构、构造、成分及厚度、接触关系等具体物质的特征和变化,它们是客观存在的,不因人的认识而改变。属性是指人们根据岩石特征分析推断得出的岩层形成的时间、环境、成因及其分布规律,它可因人的认识而改变。所谓油层、煤层,即产油、产煤的地层。地层与岩层的主要区别是:地层除了具有一定的形体和岩石内容外,还具有时间顺序的含义,在地层层序中占有一定的位置。某一时期形成的岩层称为该时期的地层,如白垩纪形成的岩层称为白垩纪地层。

地层是地史发展的物质记录,是自然记录的万卷巨著。它记载着地质时期的构造运动、岩浆活动、变质作用、风化剥蚀、搬运沉积等各种地质作用,记载着古地理、古气候变化,记载着地质矿产的形成环境与形成过程。它记录并保存了地球的演化历史,是地史学的研究对象,是研究岩石圈乃至全球地质发展史的基础资料。

地层学(Stratigraphy)即研究地层的科学,是地质学中最古老的学科,是地质科学的重要基础学科。地层学主要研究构成地壳的层状或似层状岩石体的特征和属性,并将它们划分为不同类型和级别的地层单位,进而确定各地层单位之间的空间关系、时间顺序及分布规律。地层学的研究内容涉及所有岩石体的空间关系和时间顺序。因此,地球上的所有岩石,无论成层与否,都可归入地层学的研究范畴。

任何地质研究都必须首先明确地层层位。地层多因构造运动变得复杂,有的缺失,有的被岩浆岩体切割,有的断裂、褶皱、直立甚至倒转。对研究区的地层进行系统的研究、清理,按其形成顺序划分成不同的地层单位,并确定各地层单位的形成时间、形成顺序及其横向分布情况,这些工作称为地层划分对比,是地层研究的首要任务,也是狭义地层学的基本内容和任务。在工作实践中,地质学家认识到地层学不仅要研究岩层的形成顺序和时代关系,还要研究其物质组成、时空分布规律、形成环境及其经历的构造变动等情况,进而推断地史时期经历的重大地质事件及地壳的演化规律,为解决大区域及全球的地质问题提供最基础的资料,为区域地质调查、矿产普查勘探以及开发等工作提供理论依据。

地层学是一门综合性的学科,一切研究地质现象和地质作用过程的自然学科都建立在地层学的基础之上。它们或者是对地层属性的某些方面进行专门研究,或者是利用地层记录的信息进行推论分析。总之,地层学是地球科学的基础支柱学科之一。在地层学研究中,地质演化突变论(或灾变论)以及阶段论日益受到重视,地层学的研究思路和领域不断开阔,研究内容越来越广泛。地层学的研究手段和方法涉及地质学的各个分支学科,地层学对于人类认识和理解地球岩石圈、水圈、大气圈和生物圈的组成和演化具有重要意义,对国民经济建设和社

会发展，如国土资源调查、能源和矿产资源的勘探与开发、生态环境保护及基础设施建设等，都有重要意义。

第二节　地层学与矿产资源的关系

世界上95%的能源和75%的工业原料来自矿产资源。各种矿产资源在地层中的分布都是有规律可循的。如石炭系和二叠系富含煤；古近系富含石油；条带状磁铁石英岩（也称碧玉铁质岩）赋存于太古宇和古元古界下部，如我国著名的鞍山式铁矿；而肾状或豆状和鲕状赤铁矿则出现于元古宇及其以上地层中，如我国北方元古宇宣龙式铁矿、南方泥盆系的宁乡式铁矿等等。地层中蕴藏有丰富的非金属和金属矿产，如石油、天然气、铀、铁、锰等；有些地层几乎完全由矿产组成，如煤层、磷矿层、盐岩层及一些金属矿层等。它们在地层剖面中占有一定的层位，构成有经济价值的矿床。特别是石油、天然气、煤等可燃有机矿产及地下水与地层的关系更为密切：地层岩石的孔隙和裂隙为地下水及石油、天然气等矿产资源的运移、聚集创造了有利条件，地下哪些地层可以生成石油、天然气等矿产，哪些地层可以储集油气等矿产，在何处钻孔、钻多深的孔、钻穿哪些层位可以采出油气，什么样的开发方案最经济、最合理等等，要解决这些问题，都要求我们首先了解地下的地层情况。从盆地分析、油气系统分析到圈闭预探乃至油气田开发，地层研究都贯穿始终。区域地层分析对于决定进一步勘探的战略至关重要，盆地内凹陷、隆起的确定及生烃潜力的评价均离不开地层分析，每一口探井设计的合理与否也都依赖于地层分析。地层研究失误必然导致沉积相、构造及油气等矿产分布规律的错误推断。在中外油气勘探史中，由于地层研究失误导致探井井位或井深设计不当而造成极大浪费，甚至直接延误油田发现的不乏其例（胡朝元等，1985）。通过对一个地区的地层层序、厚度变化、地层间的接触关系等进行分析，可以推断一个地区的地质发展史和油气等矿产的生成及富集条件，从而了解矿产的分布规律，为制定勘探、开发方案提供依据。无论是古地理、古气候、古构造研究，还是油气的生、储、盖、圈、运、保及含油气系统研究，无论是勘探开发部署，还是开发过程中的调整挖潜，都必须首先解决地层及油层的划分对比问题。总之，任何矿产资源的勘探和开发都离不开地层研究。

第三节　地层学的发展简史

早在17世纪，丹麦学者N. Steno（1669）就提出岩层是地质历史的记录。他认为，未经强烈构造变动的正常地层应当新地层叠覆于老地层之上；地层应连续分布，其厚度在横向上逐渐变薄以致尖灭；地层的产状一般是水平或近于水平的。这就是著名的地层三定律——地层叠覆律（Principle of superposition）、原始侧向连续律（Principle of original lateral continuity）和原始水平律（Principle of original horizontality）。地层三定律奠定了地层学的研究基础，它们在今天的地层研究中仍有一定的意义。

18世纪，德国学者和意大利学者对成层岩石进行划分，俄国科学家罗蒙诺索夫对地层的形成进行了探索。与此同时，在欧洲，随着地质旅行的兴起，人们对地层学的概念以及对地质现象的解释和地层系统的确立等方面都有了新的认识。

1796年，英国测量工程师史密斯提出了著名的生物层序律，他用化石厘定地层，首创了生

物地层学方法。1799 年，地层表问世，奠定了生物地层学的基本原理及研究方法。虽然史密斯不是最早也不是唯一提出生物层序律的学者，但是自他提出后，人们对地层时代的研究有了质的飞跃。之后，地层学的研究日臻完善。18 世纪末至 19 世纪初，灾变论与均变论的激烈争论对地层学的方法原理产生了深远的影响。

19 世纪末到 20 世纪初，随着沉积学、岩相古地理学和古生态学等学科的发展，地层学开始向综合研究的方向发展。1913 年，A. W. Grabau 发表了巨著《地层学原理》。1957 年，《国际地层指南》提出的多重地层分类理论有力地促进了世界各国的地层工作。20 世纪 50 年代以前，地层学主要是建立地层系统、确定地质时代，研究范围主要限于大陆部分。自 20 世纪 60 年代以来，随着板块学说的诞生、地球历史生物演化突变（灾变）论的复兴、沉积学和大地构造学等相关学科的飞速发展，随着地球物理、地球化学、计算机等新技术、新方法在地层学中的广泛应用，地层理论、概念和方法技术得到了迅速发展和完善，地层学的研究范围也扩展到大洋海底和地壳深部。

地层学自诞生三百多年来，不断吸取当代科技的最新成果，与其他自然科学相结合，尤其是 20 世纪 70 年代后期以来，经典地层学与其他学科交叉渗透，产生了许多边缘学科和分支学科。如传统分带生物学与古生态学互相渗透产生了生态地层学，传统地层学与地球化学、地球物理学、计算机技术等学科交叉渗透形成了化学地层学、稳定同位素地层学、地震地层学、层序地层学、磁性地层学、定量地层学、事件地层学等地层学的分支学科。地层学的研究内容深入到地层的成因及微观特征。众多地层学的分支学科极大地开阔了地层学的研究领域，它们与传统地层学共同组成了现代地层学的不同方面，使地层学向着多侧面、多层次、多尺度的系统研究方向发展，从而产生了综合地层学（Integrative stratigraphy）（Wilgur et al.，1988；Brenner et al.，1988）。地层研究正向着综合全息——多学科综合及高精度的方向发展，产生了高分辨事件地层学（Kauffman，1986，1988）、高分辨层序地层学（Cross et al.，1993；Aitken et al.，1995，1996）、高分辨分子地层学（Smith et al.，1993）、高分辨综合地层学等。高分辨综合地层学最大限度地应用和研究地层中的各种物理、化学和生物学特征，多学科高度综合，揭示地球沉积圈中的各种演化节律及其相互关系，建立时间格架，从而将地质时代的划分置于地球演化的自然节律上，极大地提高了地层划分的分辨率和对比精度。地层学的研究范围越来越广，吸收地质体的信息越来越多，地层学的分支学科不断出现，理论、概念和方法也不断发展和完善。

现代地层学的研究对象和思路已不限于地球本身，而是把地球上的地层记录置于宇宙大系统中综合考察，如地层的天文对比、区域性及全球性地质事件研究等。地层学的研究范围已经从地球扩展到宇宙其他天体，如月球地层学就是借助遥感图像和登月技术成果，通过月球上不同物质成分的分布规律推断其层序关系，将地层研究扩展到宇宙大系统中。21 世纪初，国际地层学已提出天文（地质）年代表。

中国早期地质学的一个重要研究内容就是地层学。但是在旧中国国力薄弱、社会落后的情况下，地层工作开展较少。长期在华工作的美国学者葛利普于 1924—1928 年出版了《Stratigraphy in China》两卷专著。1939 年李四光的《The Geology of China》、1945 年黄汲清的《On Major Tectonic Forms of China》都对中国各时代的地层、古地理和地质演化史进行了较系统的总结。新中国成立后，地层工作得到迅速发展。各地质时期地层的时空展布及其发育特征已基本明朗，地层区划初具轮廓，各地层区、分区乃至小区都分别确立了代表性剖面，区域间的地层对比关系已初步确立。中国的地层研究无论在广度还是在深度上，都取得了令世人瞩目的成就，积累了极其丰富的实际资料，各纪的地层研究均有显著成果。然而，地质工作者在工作

中命名了大量的地方性地层单位，给区域地层对比造成了一定的困难，为了解决这一问题，世界上一些发达国家先后编辑出版了不同类型的地层典。20 世纪 60 年代末，我国在尹赞勋教授的倡导和主持下编撰了《中国地层典　石炭系》，因“十年动乱”，其他分册夭折了。从 1996 年到 2000 年，中国地层典编委会编撰了从太古宇到第四系 15 个断代系统的《中国地层典》。2001 年，《中国地层指南及中国地层指南说明书》（修订版）出版。

我国地域辽阔，在漫长的地史时期跨越了不同纬度、不同生物地理区的不同板块，不仅广泛发育了类型齐全、连续完整的地层剖面，而且化石丰富、保存完好。从泥盆纪开始，我国开始出现大范围的非海相沉积，侏罗纪、白垩纪非海相沉积的研究在国际上处于领先地位。世界上许多重要地层问题的解决都有赖于中国的地层研究。我国有许多地层剖面被国际地层委员会推荐为国际标准年代地层单位的候选剖面。20 世纪 90 年代，浙江常山黄泥塘剖面被国际地层委员会确定为全球奥陶系达瑞威尔阶底界的层型，实现了中国“金钉子”零的突破。此后我国又有一些“统”和“阶”陆续被定为国际标准年代地层单位，例如乐平统、长兴阶等。以中国地名命名全球标准地层单位，体现出我国地质科学国际领先的综合研究实力，这是我国地质界的荣誉。我国地层工作者在国际地层领域的成就举世瞩目，但同时也应看到，地层学的研究程度和水平还急需提高，比如陆相地层的划分对比还存在争议，一些边远地区地层的研究程度还较低，大量的区域地层工作有待进一步开展。正如温家宝总理（2000）所说，“各时代地层中保存了地质发展的重要信息。地层学是地质科学奠基性的重要学科。地层工作对于区域地质调查、矿产资源勘查、地质环境评价以至国土灾害监测都是必不可少的基础工作。”“我国幅员辽阔，地质构造复杂，有发育完好的独特的地层系统，有许多地层问题需要研究解决。”“在新的世纪，地层工作和地层学应当有新的发展，为服务经济建设，为繁荣地球科学作出更大贡献。”[1]

---

[1] 引自温家宝在第三届全国地层会议上的讲话。

第二章　地层学的基本概念和原理

地层学是地质科学奠基性的重要学科，任何地质研究都无一例外地要涉及地层。本章重点介绍地层层序、地层单位及地层之间的关系和地层区划、年代地层表等地层学的基本概念和原理。

第一节　地层之间的关系及其意义

一、接触关系

接触关系是地层的重要特征之一，它不仅反映地史时期各种地质作用发生的时间及特点，还有助于了解各种地质矿产的形成及分布规律，对于寻找地层圈闭的油、气等矿产有重要意义。

（一）接触关系分类

地层的接触关系可分为整合接触与不整合接触两大类。在沉积盆地中，如果沉积作用不断进行，形成的地层就是连续（Continuity）的。连续沉积的地层之间为整合接触（Conformity），它是地层中最常见的，反映了沉积区持续下降接受沉积的过程。整合接触的上、下地层时代连续，产状一致，岩性常常逐渐过渡。

如果沉积过程中曾经有一段时间沉积作用停止，但没有发生明显的大陆侵蚀作用，之后又接受沉积，新、老地层之间就存在沉积间断。间断（Hiatus）沉积的上、下地层之间的接触面称间断面，沉积间断面是地层中常见的界面。间断面上、下地层的岩性变化不一定明显，所以在传统地层学中，沉积间断接触被归入整合接触。

如果沉积区上升变为剥蚀区，不仅发生沉积间断，而且先成的地层遭受风化剥蚀，待该区再次下降形成新的沉积后，新、老两套地层之间就隔着一个大陆侵蚀面，造成新、老地层的不整合（Unconformity）。不整合接触的新、老两套地层时代不连续（有地层缺失）。不整合反映一个地区的地壳在不断运动的过程中，运动状态发生了明显的变化，所以不整合是地层划分对比及地史阶段划分的重要标志，对于构造发育史的研究也有重要意义。

不整合接触通常分为平行不整合与角度不整合。平行不整合（Parallel unconformity）是指新、老两套地层的时代不连续，但产状一致，也称为假整合（Disunconformity）。平行不整合接触的新、老地层之间有沉积间断，间断面上、下的地层岩性发生突变或变化不明显。缺少明显侵蚀面的平行不整合较难鉴别，也称似整合。似整合可以通过化石研究或同位素年龄测定来判别，如我国北方新元古界青白口系与寒武系之间的接触关系（二者之间缺失新元古界顶部，却无明显的侵蚀面）。如果下伏地层沉积后，沉积区发生了褶皱运动，使下伏地层褶皱变形，后来该区再次下降沉积上覆地层，这样上、下地层不但时代不连续，产状也不一致，这种接触关系即为角度不整合（Angular unconformity）。

不整合接触的新、老两套地层之间的接触面称不整合面，也称地壳运动面。不整合面的形

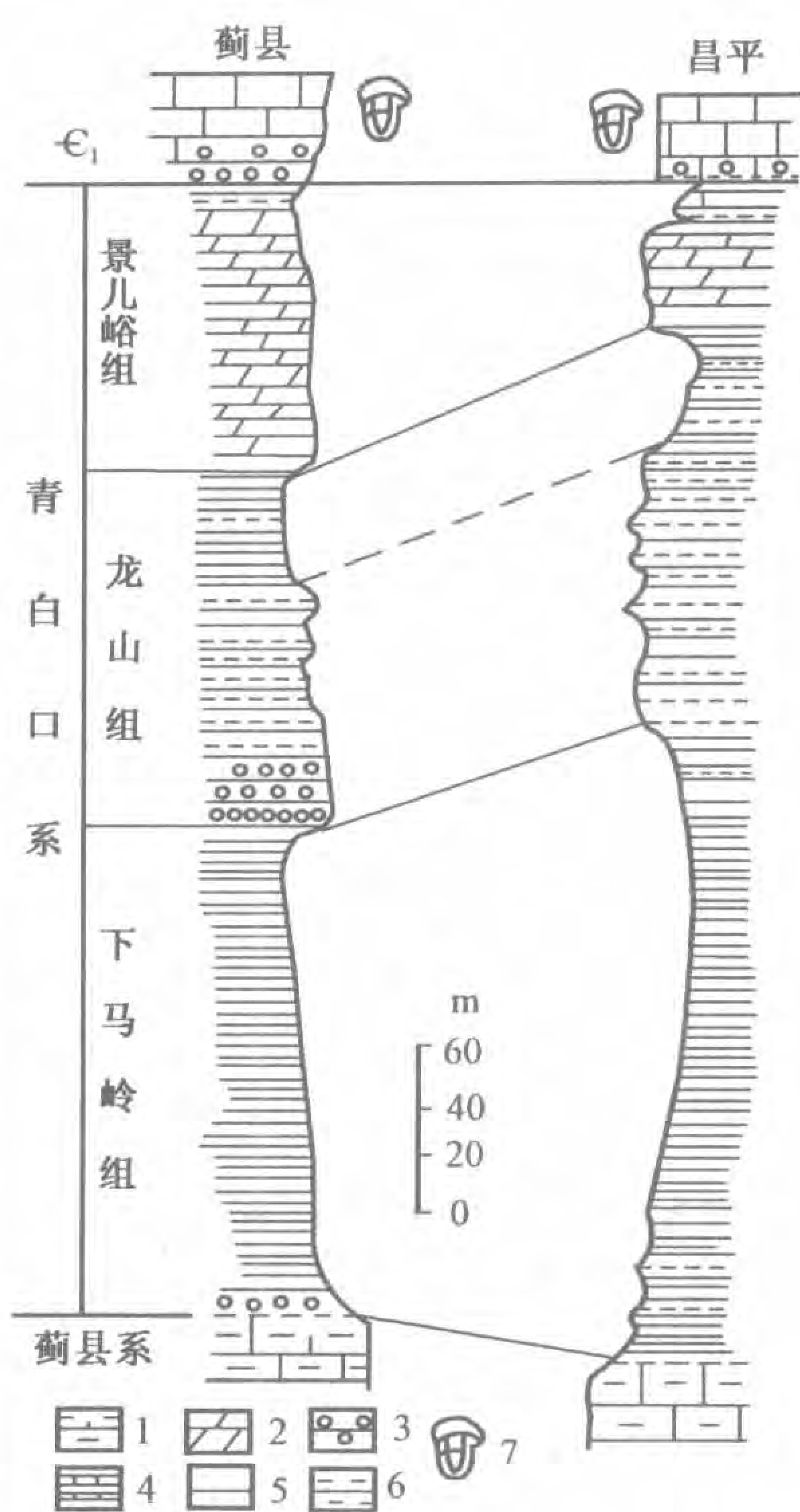


图 2－1　蓟县、昌平新元古界划分对比
（据傅英祺，1994，有改动）
龙山组在《中国地层典　新元古界》
中更名为骆驼岭组；
1—硅质灰岩、白云岩；2—泥灰岩；3—角砾灰岩；
4—页岩；5—砂岩；6—角砾岩；7—三叶虫

成时间介于其上覆地层和下伏地层的时代之间。在地层剖面图和地层表中，角度不整合可用波浪线表示，平行不整合面可用虚线表示。例如，蓟县和昌平剖面青白口系与上覆地层下寒武统、下伏地层蓟县系之间均为平行不整合接触（图 2－1），鄂尔多斯盆地陇东地区三叠系延长群与上覆地层为角度不整合接触、与下伏地层为平行不整合接触。

强烈的构造运动常伴有岩浆活动和变质作用，导致沉积岩与岩浆岩或变质岩相接触，即异岩不整合，也称非整合（Nonconformity），人们常把它归入角度不整合。沉积岩与岩浆岩之间的接触关系通常进一步分为侵入接触和沉积接触，它们反映不同的岩浆作用特点及作用时间。侵入接触指侵入岩体与围岩之间的接触关系，即地层形成以后被岩浆侵入，岩浆岩体切割、穿插围岩。沉积接触则是指早先形成的岩浆岩体露出地表遭受风化剥蚀，之后地壳下降，在岩浆岩体之上又形成沉积岩，造成上覆沉积岩与下伏岩浆岩体之间的沉积接触（图 2－2）。

正确判断侵入接触和沉积接触有助于推断岩浆岩体的相对地质年龄。对于侵入接触，由于侵入岩体的高温及挥发组分等的影响，围岩常有接触变质现象，而且侵入体中常有围岩的捕虏体，如果下伏岩浆岩是顺层侵入的岩床，根据其上覆沉积岩的蚀变和岩床侵入体的冷却边可推断其为侵入接触；对于沉积接触，上覆沉积岩层底部常有下伏岩浆岩体的砾石，沉积岩中不可能有烘烤和接触变质现象，若岩浆岩形成以后曾遭受风化剥蚀，岩体表面（沉积接触面上）可发育侵蚀面或风化壳，下伏岩浆岩中不可能有上覆沉积岩的捕虏体。

喷出岩常为层状，它与沉积地层的接触关系类似于两套沉积岩层之间的接触关系。如果熔浆喷出地表之前下伏地层已经褶皱上升，喷出岩与下伏地层就是角度不整合接触；如果下伏地层曾经上升遭受风化剥蚀，但产状基本水平，则二者为平行不整合接触；如果沉积作用进行期间伴有火山喷发，火山碎屑或熔浆流入沉积盆地，造成火山岩与沉积岩交互出现，则可看作是连续形成的一套火山喷发、沉积岩系。

（二）不整合接触的识别标志

不同类型的接触关系有不同的成因，反映不同性质的地壳运动。所以，正确识别不整合接触有助于了解地壳运动的性质、特点及其发生的时间。识别不整合一般采取野外勘察、地质填图、地层对比等方法，其识别标志主要有：

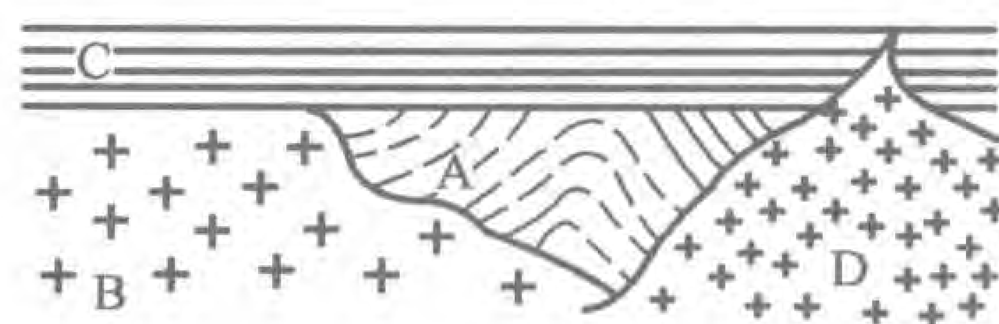


图 2－2　侵入接触与沉积接触
（据布兰，1977，有改动）
花岗岩 B 与地层 A 的接触关系为侵入接触，
与地层 C 的接触关系为沉积接触；花岗岩
D 与地层 A、C 的接触关系均为侵入接触

（1）地层自然记录不连续，有突变、间断或缺失。“缺”即当时没有沉积，“失”即原有的地层被

剥蚀掉了。识别标志为:生物化石种群突变;岩石的成分、颜色、结构、构造等岩性及岩石类型和岩相突变;上、下两套岩层的变质程度不同,属于不同的变质带或变质相;岩石的地球物理性质突变等。例如,图 2-3(a)表明粘土基线移动可揭示不整合;(b)表明放射性高峰可揭示不整合。图 2-4(a)表明角度不整合在倾角测井矢量图上地层产状变化明显,而且不整合面以下的地层倾角较大;(b)表明不整合面上若有风化壳,地层产状会出现杂乱现象。

(2)侵蚀及古陆表面的证据,如残积矿物、古风化壳、底砾岩、古土壤、古侵蚀面(不太平整的岩层面、溶解作用、地形不规则)等。

(3)上、下地层的产状、褶皱等构造类型、构造线走向等构造特征不一致,一般来说,下伏岩层的构造相对复杂些。

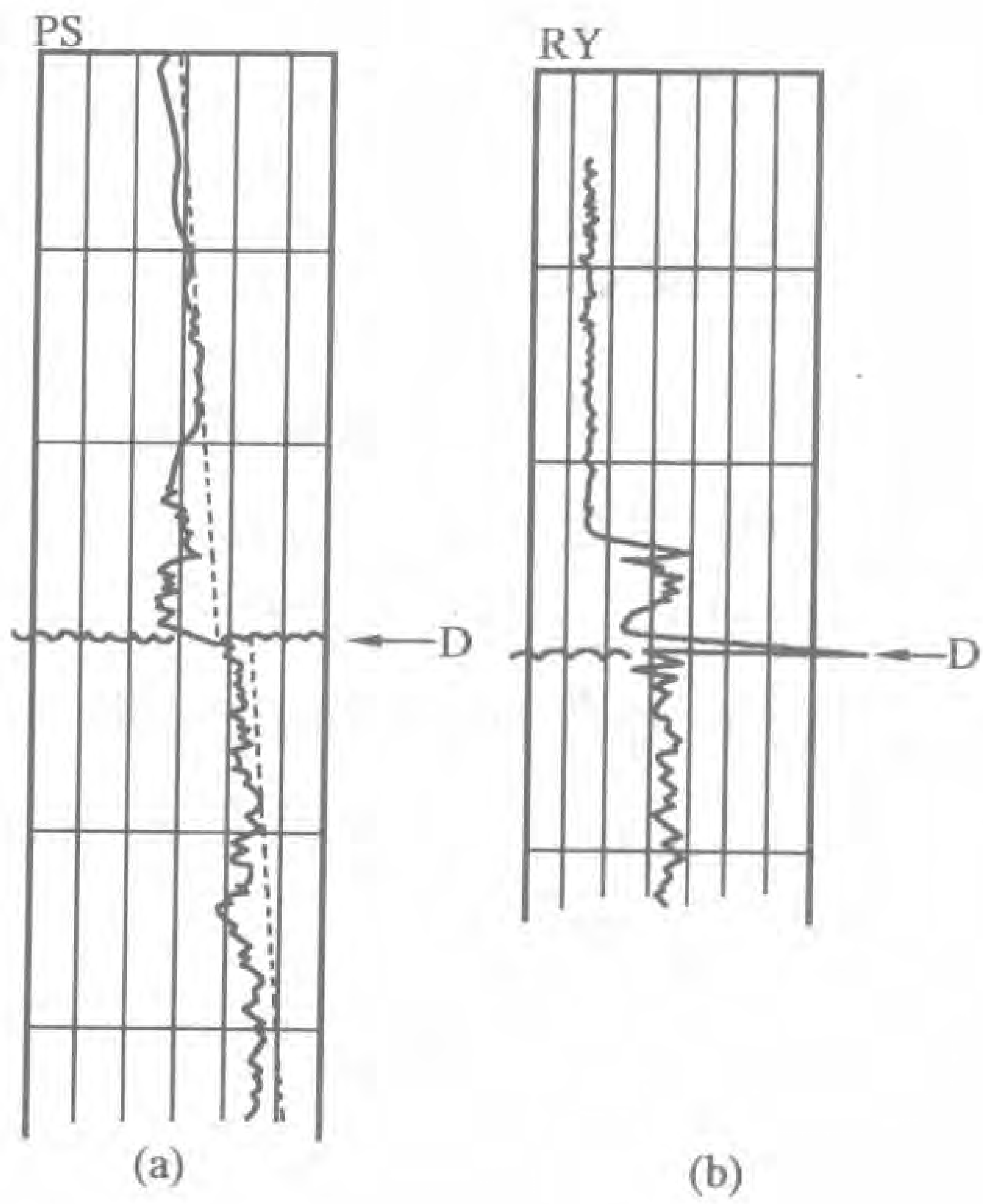


图 2-3 测井曲线揭示的不整合
(据 O. Serra,1972)
(a)粘土层基线移动揭示不整合;
(b)放射性高峰揭示不整合

在油田,主要通过地层对比发现不整合,经对比发现哪一地区的地层有缺失,说明其上、下地层可能是不整合接触(断层造成的地层缺失往往是局部的)。图 2-5 表明在杏 5 井缺失了姚家组下部。

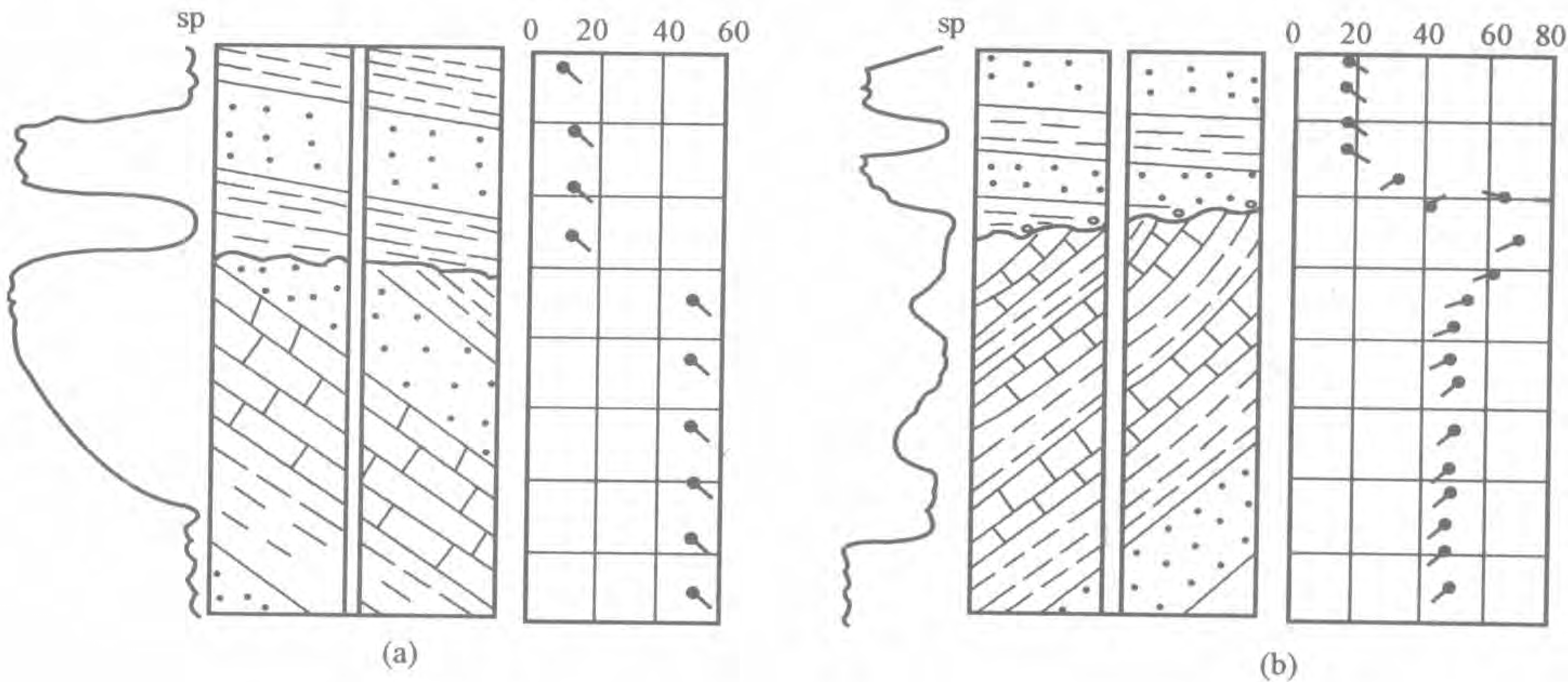


图 2-4 倾角测井矢量图揭示不整合(据曾文冲等,1982)
(a)角度不整合面以下地层倾角较大;(b)风化壳不整合面矢量图杂乱

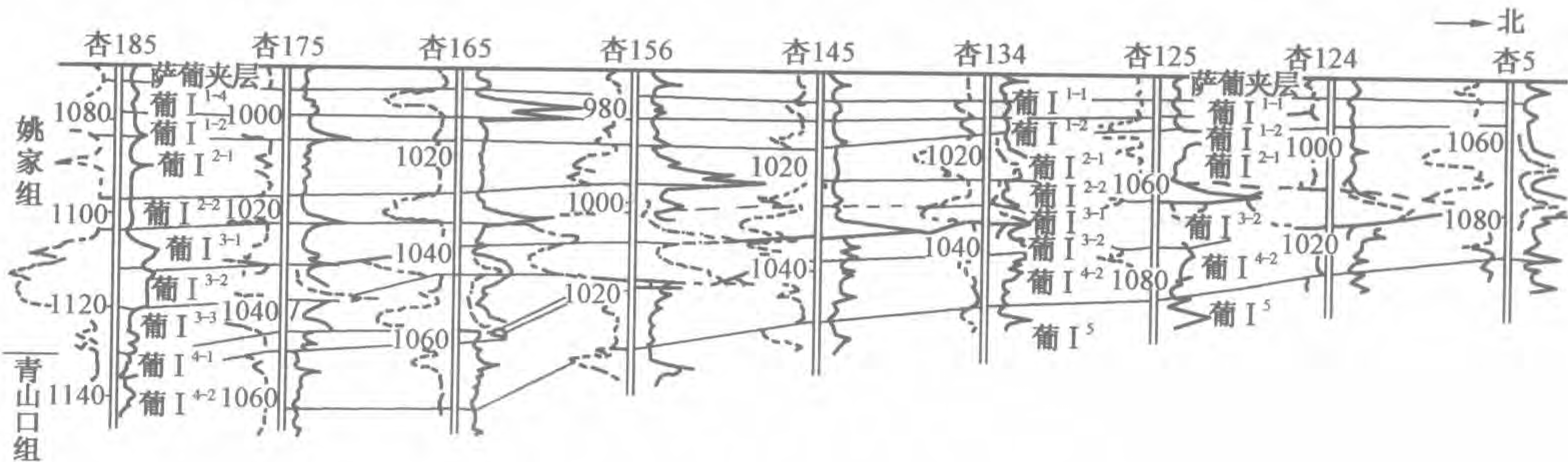


图 2-5 地层对比发现不整合

有些特殊地质、地理条件如融冰泥流、差异压实、水下滑塌、冰川推挤及陆上滑动等导致的沉积变形所造成的地层接触关系与角度不整合有些相似,要注意区别。

二、超覆、退覆

地层接触关系与沉积盆地的地壳升、降或水体进、退密切相关。在图2-6(a)中,1层沉积时距岸由近及远顺序沉积了砾岩、砂岩等;到2、3层沉积时水体范围扩大,岸线推进到原来的陆地内,这种现象称为水进。水进过程中形成的沉积称为水进(海进、湖进)序列。水进序列的特点是:从沉积盆地某一点来看,岩性的纵向变化反映了水体变深的过程[图2-6(a)甲剖面],从空间分布来看新沉积地层的分布范围超过了下伏较老地层的分布范围,这种现象称为超覆(Onlap)。如华北大部分地区上石炭统本溪组和太原组之间为连续沉积,但是太原组的分布范围明显扩大,在冀北、豫西及皖北等地太原组直接超覆于奥陶系之上(图2-7)。新地层超过老地层分布范围的地带称为超覆区。在超覆区内越来越新的沉积地层依次向陆地方向扩展,逐渐超越下面的较老地层。新地层可直接覆盖于盆地边缘的剥蚀面上,其间缺失部分地层,这种接触关系称为超覆不整合。在超覆区,不整合面上的新地层超覆在不同时期的较老地层之上,向盆地内变为整合接触。研究超覆不整合对于寻找地层圈闭的油气藏有重要意义。

若沉积盆地水面相对下降,水体分布范围缩小,称为水退(如海退、湖退)。水退过程中形成的沉积称为水退序列。水退序列的特点是:从沉积盆地的某一点来看,岩性的纵向变化反映了水体变浅的过程[图2-6(b)乙剖面],在空间展布上新沉积地层的分布范围小于下伏地层的分布范围,这种现象称为退覆(Offlap)。较新地层未覆盖的地区称为退覆区。

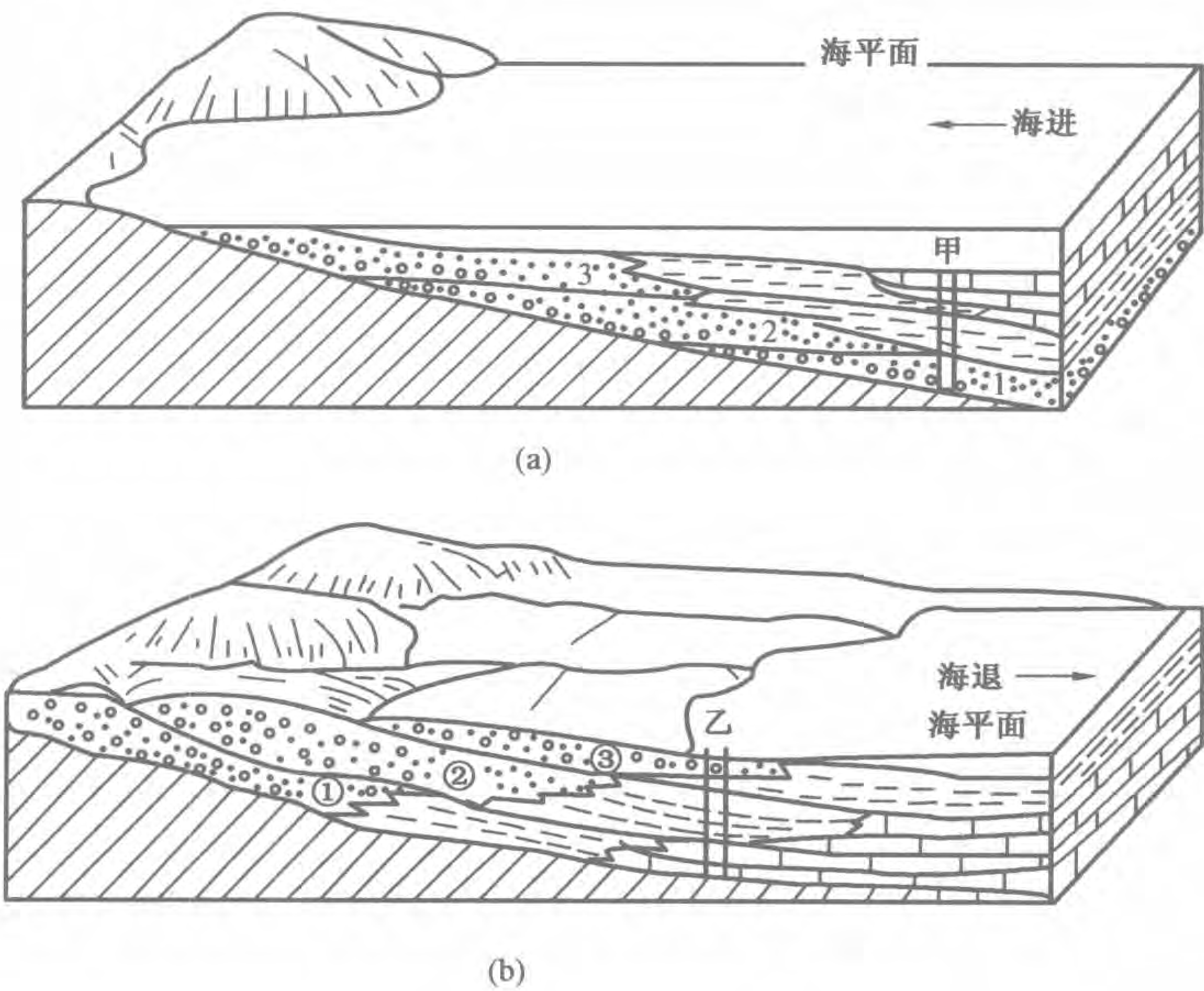


图2-6 海水进、退和地层超覆、退覆示意图
(据王鸿祯、刘本培,1980,有改动)
(a)海进,地层超覆;(b)海退,地层退覆

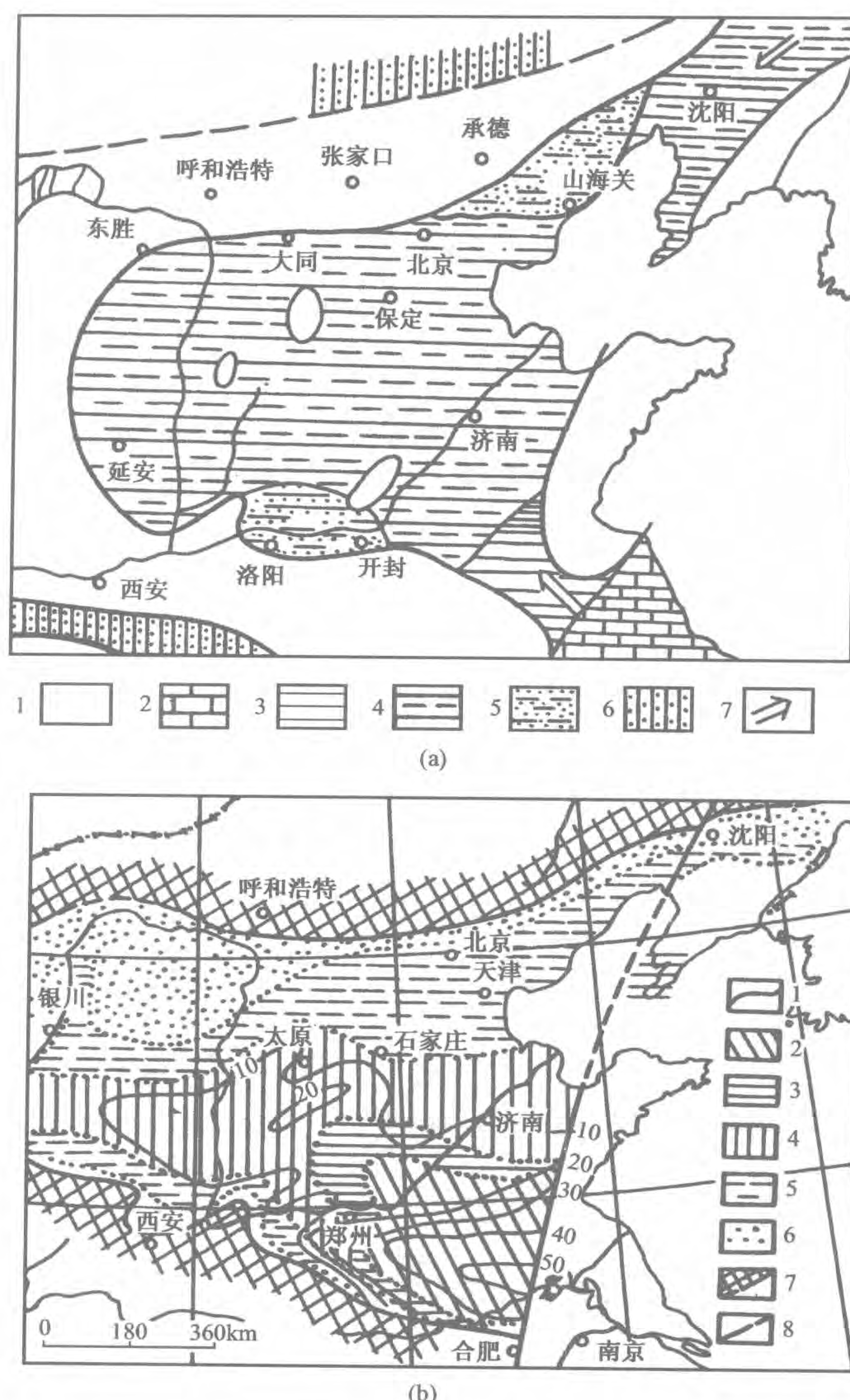


图2-7　华北地区晚石炭世岩相古地理及地层等厚图

（转引自倪丙荣,1988）

（a）华北地区晚石炭世本溪组沉积期岩相古地理图:1—古陆;2—浅海石灰岩相;
3—富含石灰岩的海陆交互相;4——般海陆交互相;
5—不含石灰岩的海陆交互相;6—浅海碎屑岩相;7—海侵方向

（b）太原组石灰岩层数及等厚图:1—石灰岩等厚线;2—石灰岩9~7层;
3—石灰岩7~5层;4—石灰岩5~3层;5—石灰岩3~1层;
6—碎屑岩区（无石灰岩）;7—古陆剥蚀区;8—成煤期后断裂

三、沉积旋回与沉积韵律

沉积旋回和沉积韵律是指成因上有联系的地层的岩性（颜色、结构、构造、成分等）或岩石组合等特征按一定的生成顺序在剖面上有规律叠覆的现象（图2-8）。沉积旋回和沉积韵律是现代地层学研究的重要内容。在一些文献中韵律和旋回常常作为同义词,实际上它们在成因、规模及应用范围等方面有所不同。一般来说沉积旋回（Cycle）可由地壳升降、气候冷暖变

化或海平面升、降(水体进、退)等造成,其厚度及分布范围较大。例如,水进导致浅水相变为深水相的水进序列即水进旋回,一般称正旋回(图 2 - 8 中旋回 1、旋回 2 的下部、旋回 3 和旋回 4);水退导致深水相变为浅水相的水退序列即水退旋回,一般称反旋回(图 2 - 8 中旋回 2 的上部)。水进旋回紧接一个水退旋回,构成一个完整沉积旋回(图 2 - 8 中旋回 2)。如果地壳震荡等原因不足以把先期沉积剥蚀掉而继续沉积,就会形成完整旋回。从沉积盆地的某一点来看,在纵向上完整沉积旋回由近岸沉积变为远岸沉积,再由远岸沉积变为近岸沉积。

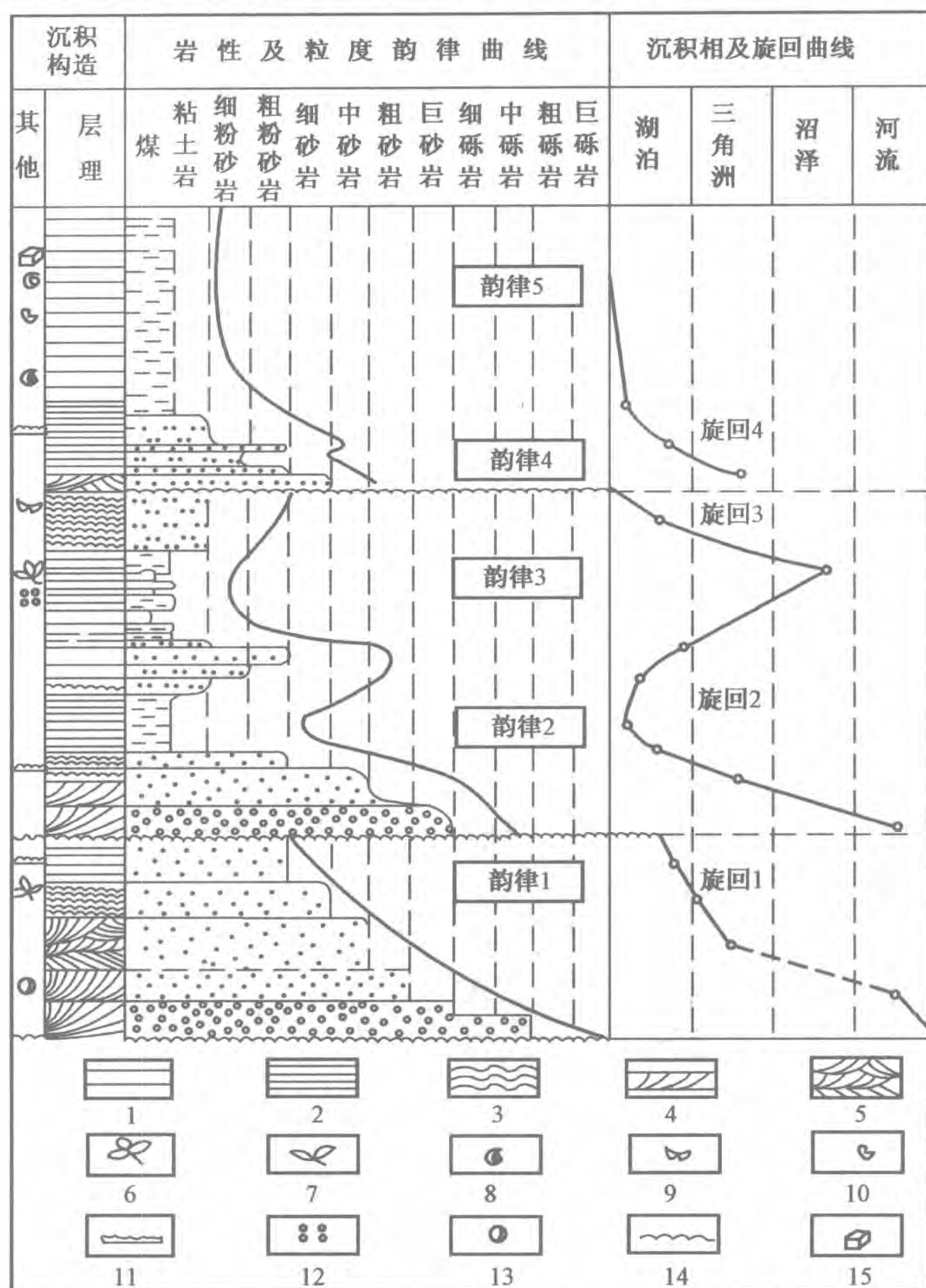


图 2 - 8 沉积旋回、沉积韵律示意图

(据冯增昭,1993,有改动)

1—厚层状水平层理;2—薄层状水平层理;3—水平波状层理;
4—单向斜层理;5—交错层理;6—植物化石;7—植物化石碎片;
8—动物化石;9—鱼鳞化石;10—介形虫化石;11—波痕;
12—团粒构造;13—泥球;14—侵蚀切割;15—黄铁矿

沉积韵律(Rhythm)一般是指局部地区小规模的岩性按一定生成顺序规律叠覆的现象,如岩石的粒度由粗变细或由细变粗、岩石的颜色由深变浅或由浅变深等等。潮汐变化、河道迁移、沉积方式改变、季节变化等都可造成沉积特征的规律性叠覆,形成沉积韵律。如曲流河发展过程中产生的滞留沉积—边滩沉积—泛滥平原沉积、浊流沉积的鲍玛序列等,都是几种岩性规律叠覆形成的沉积韵律。

旋回和韵律是沉积环境和构造环境分析乃至成矿条件分析的重要依据，是划分对比地层的重要标志。

关于旋回和韵律的概念，不同学者的解释不尽相同。有些学者将它们定义为：在地层的垂向剖面上相似岩性的岩石周期性重复。实际上，地壳的周期性运动或沉积环境的周期性变化都不是简单的重复，由此导致的岩性变化也不可能重复。如河流沉积常常造成垂向上砂岩、泥岩、砂岩、泥岩的规律叠覆，形成多个沉积韵律，但是其下部韵律的砂岩、泥岩与上部韵律砂岩、泥岩的特征不可能重复出现。正如王鸿祯院士(1990)所说的，由于"整体环境和基本条件，如地壳厚度、地温梯度、水圈、气圈的组分以及大陆地块的分布格局都有不同，所以各阶段的地质作用、现象和产物不会是简单的重复。"

综上所述，旋回和韵律是由于地质环境规律变化所导致的成因上有联系的地层岩性或岩石组合等特征按一定顺序在剖面上有规律的叠覆现象，而不是重复。

在一个地区、一个地层剖面中，许多因素常常叠加在一起，使沉积旋回和沉积韵律变得复杂，并显示出不同的级次。例如由滨海相变为浅海相，再由浅海相变为河流相，构成一个完整沉积旋回(一级旋回)，它由两个二级旋回即下部的水进旋回(滨海—浅海相)和上部的水退旋回(浅海—河流相)构成。由于某些局部因素的影响，二级沉积旋回可进一步划分出若干沉积韵律。如河流沉积是由河床沉积和泛滥平原沉积构成的，河道迁移或侵蚀基准面升降可造成河床沉积与泛滥平原沉积交替叠覆，从而构成河流沉积的间断正韵律。陆相地层常常由河流—湖泊—河流沉积构成一级沉积旋回，它同样可以分为不同级次(例如由河流—湖泊沉积和湖泊—河流沉积构成的二级沉积旋回)。不同级次的旋回和韵律层序有不同的意义，工作中要具体情况具体分析。一般来说，沉积旋回常用于较大范围的地层对比，而沉积韵律用于小范围的地层对比。

第二节　地层层序及地质年龄

一、概念

(一)地层层序

地层层序即地层形成的先后顺序。构造运动常常导致岩层倾斜、直立、断裂甚至倒转，从而改变原有的地层层序。地质工作者必须根据觅序性标志确定研究区正常的地层层序，否则，地质构造、沉积环境、矿产分布规律等研究工作就无法进行。实际上，任何地区的地层研究，都要选择露头好、地层发育相对齐全的剖面系统观察、研究各岩层的岩性、化石、接触关系及其地质年龄，将地层由老到新排序。

(二)地质年龄

地质年龄分为相对地质年龄和同位素地质年龄。相对地质年龄(Relative age)是反映岩石、地层层序及地质事件先后顺序的时间。同位素地质年龄(Isotopic age)是利用岩石矿物中放射性同位素的蜕变规律(放射性同位素及其衰变产物的数量比)借助仪器测算出来的岩石矿物的年龄，也称绝对地质年龄。

二、确定地层层序及地质年龄的常用方法

确定地层层序的关键，是判断各岩层的顶、底面。确定岩层顶、底面，恢复地层层序的主要

标志有古生物化石、岩石的结构和构造等岩性特征、包含原理和切割律、接触关系等。

（一）相对地质年龄和地层层序

1. 根据地层层序律确定相对地质年龄和地层层序

前已述及，地层层序律是指未经强烈构造变动的正常地层层序应当是新地层叠覆于老地层之上。根据地层层序律，正常的地层层序即在未发生倒转或没有逆掩断层的情况下，地层应该下老上新。

自然界常见倾斜岩层，在未发生倒转或未被逆掩断层复杂化的情况下，沿着岩层倾向观察，地层的时代应越来越新。图 2－9 从通口河向抽水站及公路方向沿地层倾向观察，地层依次变新，说明其地层层序正常；而这一地层路线的北西方（此图的左侧）沿岩层倾向观察，地层却依次变老，说明该处地层发生了倒转。

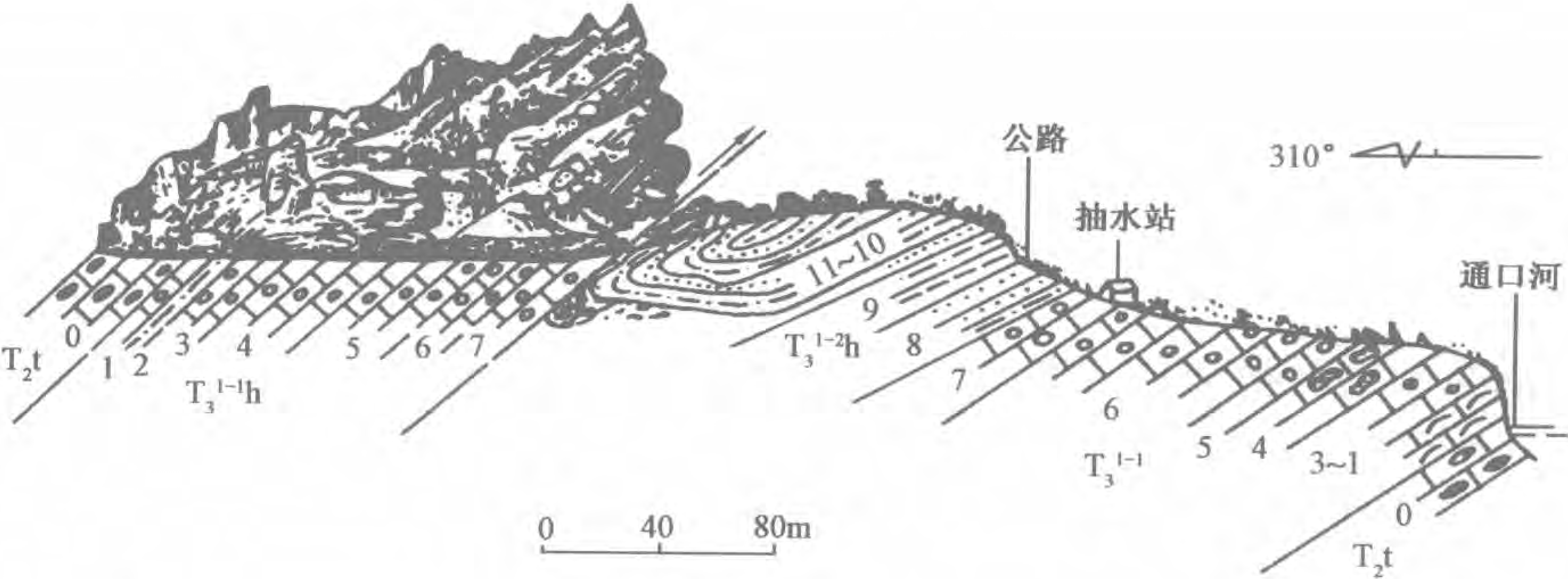


图 2－9　四川江油黄连桥地区中、晚三叠世地层剖面图（据傅英祺等，1994）

在自然露头中，很少见到连续、规则、完整的地层剖面，一个地区的地层层序通常是经过不同地点的多个地层剖面观察、综合而成的。在观察路线上常常发现地层剖面的某些层、段被覆盖，在这种情况下，应沿着岩层走向在该路线的附近追溯，找出其他露头上的对应层位，然后将各个露头的地层整理、综合、拼接起来。在图 2－10 中，具有不同岩性和接触关系的地层分别出露于几个山坡上，经过追溯、拼接，整理成柱状剖面。其中，地层 1 是变质岩，它与上覆地层 2 为不整合接触；层 2 至层 7 都是依岩性变化划分的；层 8 与其他层之间的关系还不清楚（因为有断层分割），它可能比层 2 至层 7 都新（有待其邻区地层的观察验证）。

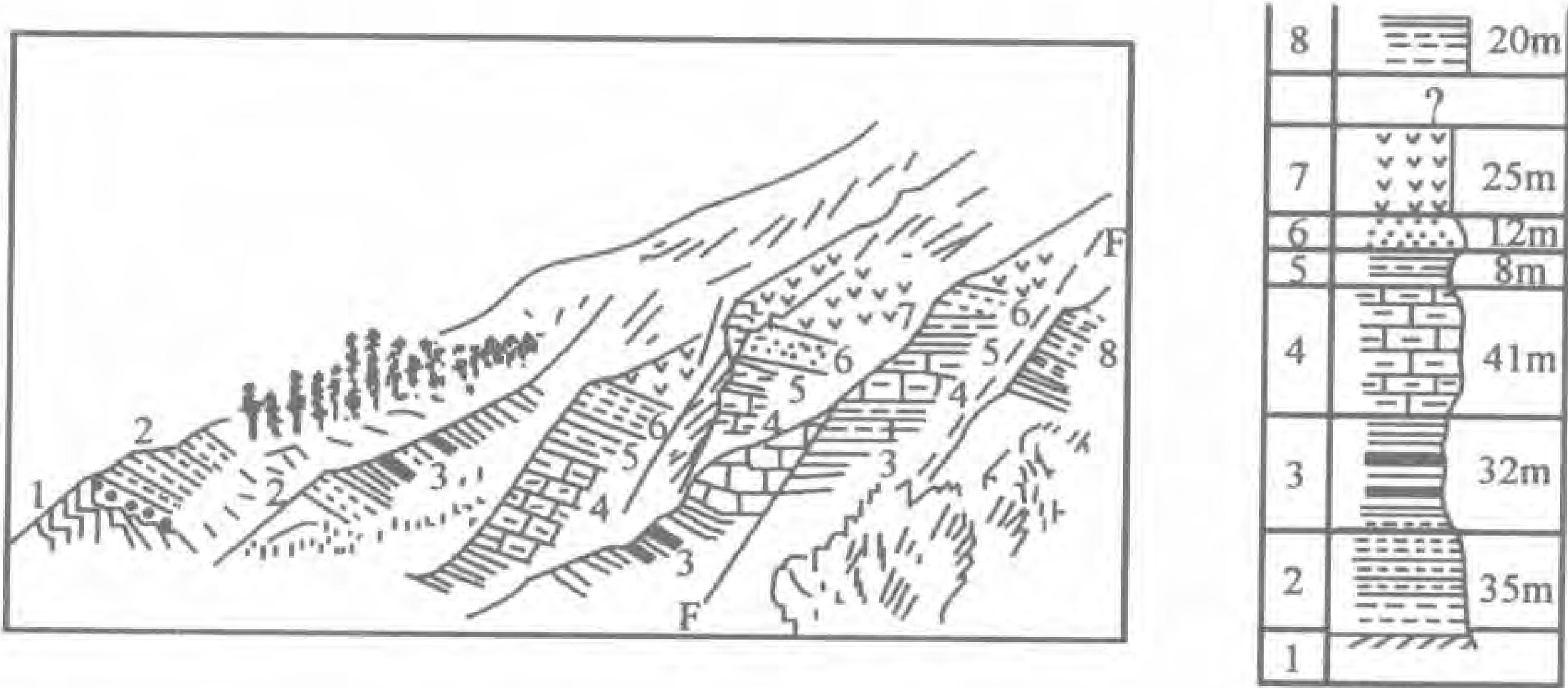


图 2－10　不同露头地层综合拼接（据王鸿祯等，1980，稍有改动）

2. 根据古生物化石确定相对地质年龄和地层层序

化石即保存于地层中的古生物遗体或生命活动的遗迹（痕迹或遗物）。生物由简单到复杂、由低级到高级不断发展进化，其进化过程不可逆，所以不同时代的地层含有不同的化石群，

同一时代的地层含有同时代的化石或化石组合，这就是化石层序律（Law of faunal succession）。例如，三叶虫仅限于古生代（始现于寒武纪，二叠纪末绝灭），由此可知含有三叶虫化石的地层形成于古生代。根据生物层序律，不同地区含有同时代化石的地层是同时形成的，含有古老生物化石的地层应该位于含较新时代化石的地层之下。例如，硅藻始现于侏罗纪，延续至今，含有硅藻化石的地层位于三叶虫化石所在的地层之上，为正常的地层层序；反之，则说明该地区可能存在逆掩断层或地层发生了倒转。此外，根据生物的生长状态和化石保存状况等也可恢复地层层序，如动物的足迹应在岩层的上层面。贝壳上部有时未完全填满（图2-11）。异地埋藏的动物贝壳往往凸面向上（较稳定的保存状态）；植物根总是向下的，其主干与地层层面垂直；珊瑚等生物向上生长，其顶、底位置与岩层的顶、底一致；叠层石总是向上分支等等（图2-12），借助这些都可辨别地层的顶、底顺序。

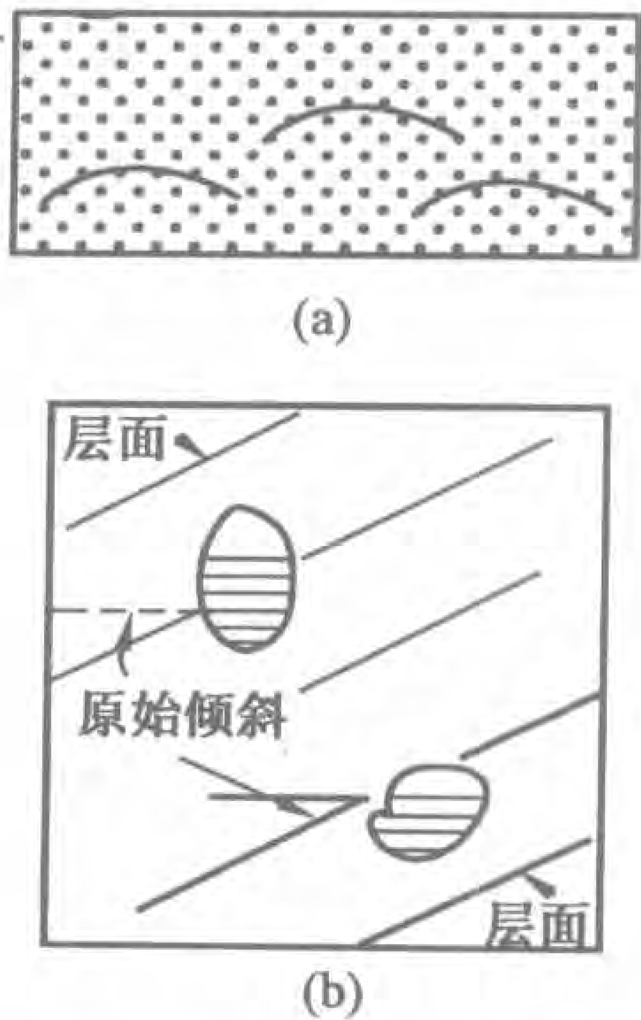


图2-11　利用贝壳确定地层的顶、底
(a)异地埋藏的贝壳凸面向上；
(b)贝壳上部未完全填满

太古宙及古、中元古代的地层，常常依据化学化石即生物有机体分解后残存于地层中的多种氨基酸、脂肪酸等有机物质来确定地层层序。

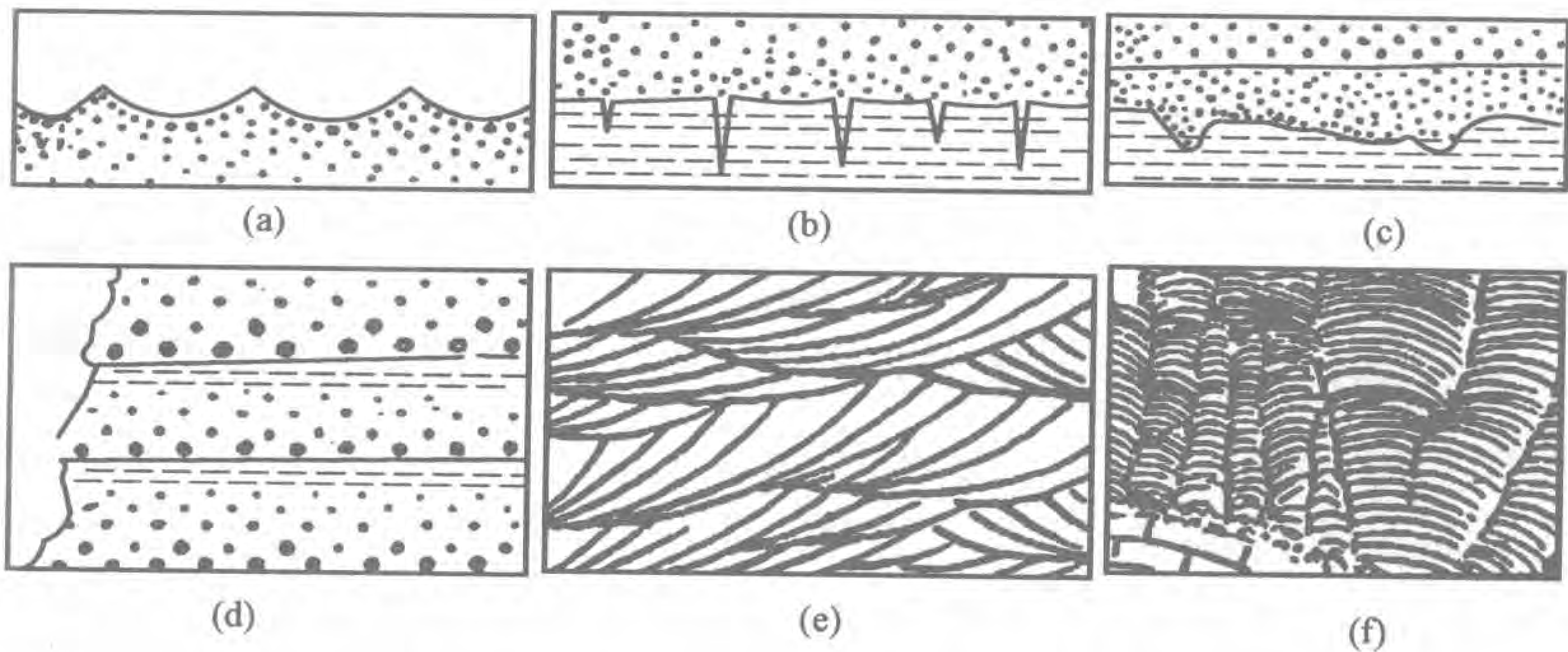


图2-12　确定成层顺序的几种常见标志（据马杏垣等，1980）
(a)浪成波痕：波峰朝上，波谷中常有较粗颗粒；(b)泥裂：裂口尖端朝下；
(c)层间冲刷面：下伏岩层顶面被冲刷的凸凹不平，在凹处上覆岩层底部常有下伏岩层的砾石；
(d)递变层理；(e)交错层理：细层向下收敛；(f)叠层石向上分支

3. 根据岩石的结构、构造等岩性特征确定相对地质年龄和地层层序

沉积物在流动介质的作用下形成的沉积构造可用于确定地层层序。例如，斜层理的细层向下收敛、向上凹；上端被水流切割，被新沉积物覆盖。岩层沉积后被水流冲刷，会造成凹凸不平的冲刷面（下伏岩层的顶面被冲刷得凹凸不平），在上覆岩层的底部凹处可有下伏岩层的碎屑（上覆砂岩底面具有印模构造），这些都有助于辨认地层的顶、底。波痕、泥裂、雨痕等层面构造都有指向性。例如，雨痕的凹坑应向下（与其对应的上覆岩层的底面则是凸起的印模）；对称波痕的尖峰、泥裂的开口均应向上；泥裂呈楔状，缝隙被泥沙充填后，充填物的形态也呈楔形（图2-12）。

对于火山岩层，确定顶、底也有规律可循。一般来说，熔岩顶部的气孔多而大，形状不规则，常呈云朵状；底部气孔小，常为椭圆状。在年代较老的熔岩中，气孔常被次生矿物充填而呈杏仁状。另外，熔浆喷出地表，其表面与空气接触受氧化，因此熔岩顶部常有氧化壳（氧化顶

或红顶),而底部则因不直接与空气接触而带有绿色(绿底)。火山碎屑岩与熔岩常常在一个剖面上交替出现。在同一次火山喷发形成的火山碎屑岩中,下部较粗,上部较细。由火山集块岩、火山角砾岩等火山碎屑岩到熔岩,代表一个火山喷发过程。

4. 根据接触关系推断相对地质年龄和地层层序

在不整合接触的两套地层中,上覆地层的底部常有底砾岩,下伏地层的顶部常有残积层、古土壤及溶解作用等迹象。若地层遭受后期溶蚀或生物钻孔形成孔洞,孔洞中可充填上覆岩层的物质,据此也可确定岩层的相对新老。

岩浆岩与沉积岩呈侵入接触时,岩浆侵入体的时代较新;呈沉积接触时,岩浆岩的时代较老。喷出岩比下伏岩石的时代新,比其上覆岩石的时代老。

5. 根据切割律和包含原理确定相对地质年龄和地层层序

构造运动和岩浆活动可使不同岩层、岩体之间出现断裂或切割穿插关系,利用地质体之间的切割关系可确定地质体及地质事件的先后顺序。不同地质体呈切割穿插接触时,被切割的地质体时代较老,这个规律称为切割律,如图 2-2 中岩体的形成顺序依次是 A、B、C、D。切割律适用于各种规模的地质体,小到岩石薄片,大至山系。显然,在同一构造环境的一定范围内,老地层包含的岩脉、岩墙类型及期次比新地层更多、更复杂,所以岩脉、岩墙可作为确定地层和地质事件序列的"时钟"。当一种岩石中包含另一种岩石时,包含在大岩体中的小岩石碎块的年龄必然老于大岩体,此即包含原理。例如,砂岩中花岗岩砾石的年龄老于砂岩,如果花岗岩侵入到砂泥沉积岩中,花岗岩侵入体附近被冲碎的砂泥岩碎块被包裹于花岗岩中成为俘虏体,在这种情况下花岗岩的年龄新于砂泥岩。

6. 根据沉积序列等标志确定相对地质年龄和地层层序

沉积序列属于巨型觅序标志,如煤层之下常有根土岩。除宏观觅序标志外,沉积序列还有需要借助显微镜观察的微观标志,如石灰岩中微裂隙的充填物等也可作为觅序标志。

对于经过多次构造变动的老地层,应结合地质构造、综合应用同位素年龄测定等多种方法恢复地层层序,以免将倒转褶曲的两翼误定为一套层序正常的倾斜岩层。

(二)同位素年龄测定法

先形成的地层地质年龄较大,应该位于年龄较小的地层之下。根据地层的相对地质年龄可以推测地层在剖面中的相对顺序和位置、各地史阶段地壳演化的主要进程、发生的事件。但是相对地质年龄不能确定各地史阶段起止的确切年代、延续时间、岩石形成的具体年代。一些老地层往往缺乏有效的化石资料,加之其形成后经历了多次构造变动、岩浆活动及变质作用,在这种情况下利用化石或单纯利用叠覆律、切割律等方法都难以确定地层时代的新老。

自从 1898 年同位素衰变现象及其衰变规律逐渐被认识以来,人们就开始利用某些同位素的衰变规律来测定含放射性元素的矿物和岩石的形成年龄,从而确定地层形成的年代。地质年龄测定与生物地层划分相结合,使地质年代表有了具体的年龄值。同位素年龄测定法的出现,使人类对地球的形成时间及各种地质作用进行的时间和地壳发展过程中各个阶段的起止年代、延续的具体时间、地层岩石的具体年龄有所了解。同位素年龄测定法使人们能够用定量和纪年的方法来研究地壳发展各阶段的进程。如白垩纪始于距今约 145.5Ma,结束于距今约 65.5Ma,延续了约 80Ma(Ma 表示 10^6a,即百万年)。

同位素年龄测定的原理及方法是:放射性元素以恒定的速度(不受温度、压力等条件影响)衰变为非放射性的子体同位素,同时释放能量。如放射性铀(^{238}U)经衰变成为非放射性的

铅(^{206}Pb),铷(^{87}Rb)衰变为锶(^{87}Sr),钾(^{40}K)衰变为氩(^{40}Ar)等。若岩石矿物中某一种放射性元素开始有 N_0 个原子,因衰变剩下 N 个,产生新元素的原子数 $D=N_0-N$,如果测出岩石矿物中已知放射性元素 N 及其衰变产物 D,则岩石形成的年龄(t)可按下式算出:

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln(1+\frac{D}{N})$$

式中 λ——衰变常数,可根据半衰期算出。

半衰期是指同位素的原子数衰减一半所经历的时间。

同位素年龄测定法包括 K - Ar、Rb - Sr、U - Th、Pb、Cs 等放射性同位素法,^{14}C、^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl 等宇宙成因核素法,电子自旋共振法(ESR),光释光法(OSL),热释光法(TL),裂变径迹法(FT)等核辐射效应法,等等。近年来,同位素年龄测定法发展很快,但是每种方法都各有利弊,工作中应根据研究目的和所测样品合理选择适宜的测定方法,如更新世以来的含碳岩石用^{14}C 测定法效果较好。

同位素年龄有三种:(1)原生年龄为根据未变质的岩石或矿物测定的年龄,一般可代表地层形成的年龄;(2)变质年龄,也称再生年龄,代表最早的一次变质作用时间,对震旦纪以前的变质岩来说,确定其最早的变质时间很重要;(3)改造年龄,代表后期的地质作用对变质岩再改造的时间,改造年龄为研究区域地质发展史提供了资料,但是它对确定岩石形成和变质的年龄起干扰作用。在应用同位素年龄资料时,应注意分析是哪种年龄。

第三节 地层单位及地层划分对比的概念

各种岩石和矿产都是在一定的时空条件下形成的,通过地层划分对比理清地层的时空分布特点,才能了解地层的沉积相、区域构造和矿产资源的成因及分布规律,从而为勘探、开发提供依据。由于地层划分对比直接影响地质学及其应用学科,因此一直是地质学研究的热点。

一、地层划分对比及多重地层单位

(一)概念

1. 地层划分及地层单位和地层系统

由于岩石圈的种种运动,各个地区的地层并非都是完整无缺地按从老到新顺序排列,而是有的缺失,有的褶皱甚至倒转了。确立正常的地层层序,理清各地层的形成时代及其分布规律,明确研究区缺失了哪些地层,缺失的原因是什么等等,都必须通过地层划分对比来解决。

(1)地层划分(Subdivision),就是在理清地层纵向变化规律的基础上,按有机界和无机界的发展阶段,根据地层的各种特征和属性(如地层层序、接触关系、沉积旋回、岩性、化石、同位素年龄等),把地层剖面划分为不同类型、不同级别的地层单位。

(2)地层单位(Stratigraphic unit),即根据岩石的任一特征或属性划分的、能够被识别的、一个独立的特定岩石体或岩石体的自然组合。地层单位的厚度通常是根据地质填图的比例尺来定,一般要求在地质图上至少达到 1mm,才能建立地层单位。

图 2 - 13 为某地区的地层剖面示意图,该剖面被一个明显的不整合面所分隔,据此可将该剖面划分为两大地层单位 Ⅰ 和 Ⅱ。其中 Ⅰ 是一套构造复杂的变质岩和岩浆岩,Ⅱ 是一套单斜

沉积岩层。Ⅱ又按沉积旋回划分为三个次一级的地层单位II_1、II_2和II_3，它们又按岩性划分为更次一级的地层单位，如$\mathrm{II}_{1①}$、$\mathrm{II}_{1②}$、$\mathrm{II}_{1③}$、$\mathrm{II}_{1④}$等。在$\mathrm{II}_{1④}$中，还可根据不同的化石将上部与下部划分开。

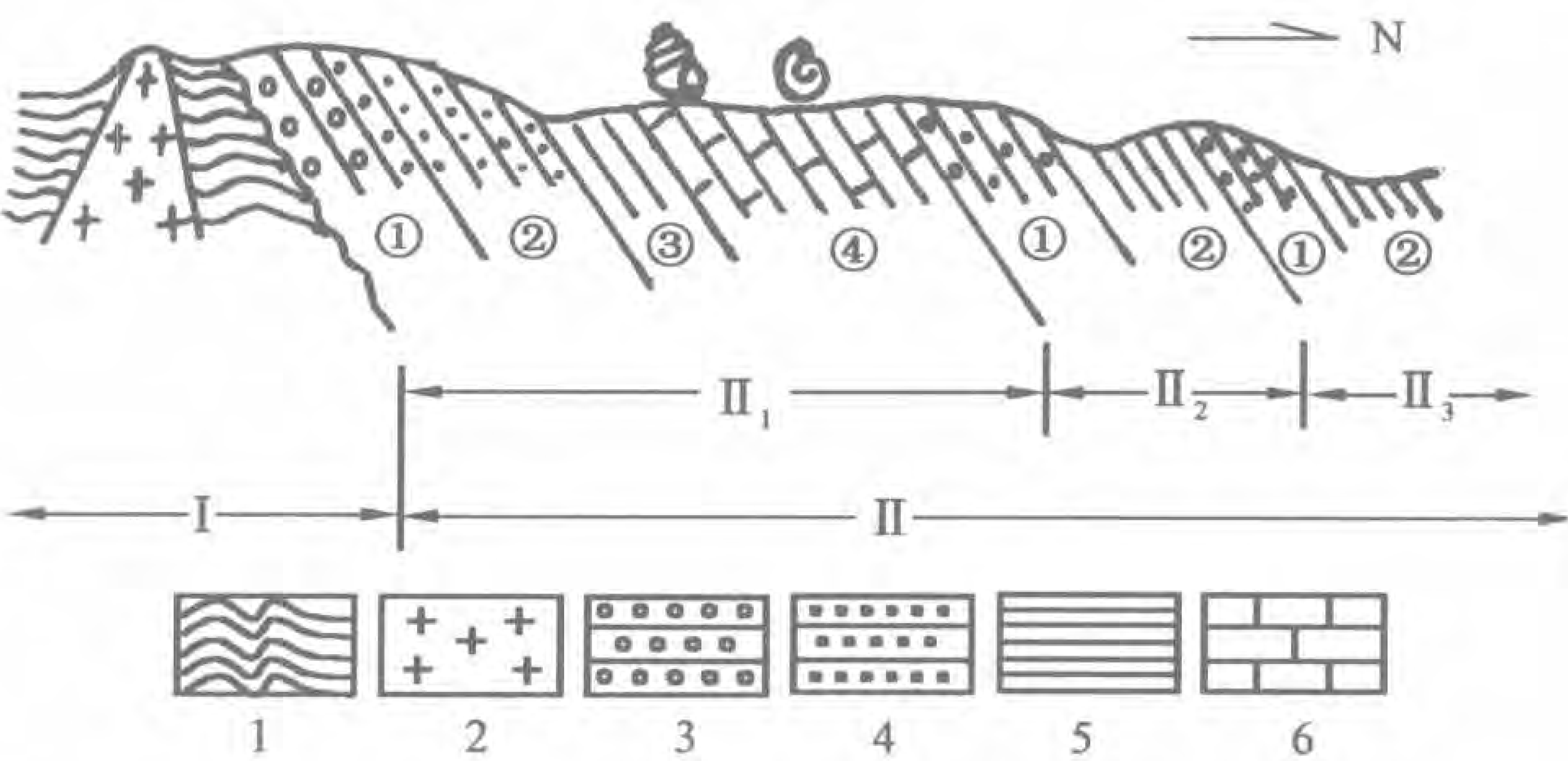


图 2－13　地层划分示意图

1—变质岩；2—花岗岩；3—砾岩；4—砂岩；5—页岩；6—石灰岩

在实践中，尤其是在石油地质研究中，随着人们对地层各种特征和属性的认识，出现了许多精确有效的地层划分方案，即多重地层划分。地层的岩石学特征、生物学特征、同位素年龄等均可作为地层划分的依据。划分的依据不同，所建立的地层单位也不同。如根据地层的岩性特征可建立岩石地层单位，根据地层的时间属性可建立年代地层单位，根据地层的古生物（或古生态）特征可建立生物（或生态）地层单位，根据地层的磁学属性可建立磁性地层单位，等等（表 2－1）。任何一种特征或属性都可作为地层划分的依据，即地层有多少种特征和属性，就可以划分或建立多少种地层单位，这就是多重地层划分的理论依据。一个地层剖面可以根据不同的特征和属性划分出多种不同的地层单位，各种地层单位的界线常常不一致（图 2－14）。

表 2－1　地层划分的主要种类及其术语（据全国地层委员会，2001，有改动）

类别	地层单位术语	
年代地层单位（地质年代单位）	宇 Eonothem（宙 Eon） 界 Erathem（代 Era） 系 System（纪 Period） 统 Series（世 Epoch） 阶 Stage（期 Age） 亚阶 Substage（亚期 Subage）	
岩石地层单位	群 Group 组 Formation 段 Member 层 Bed	岩群 Group－complex 岩组 Formation complex 杂岩 Complex
生物地层单位	生物带 Biozone 延限带 Range zone 间隔带 Interval zone 谱系带 Lineage zone 组合带 Assemblage zone 富集带 Abundance zone	

续表

类　别	地层单位术语
磁性地层划分(地质年代单位)	极性带 Polarity zone (极性时 Polarity chrom)
层序地层划分	巨层序 Megasequence 超层序 Supersequence 沉积层序 Sequence 体系域 Systerms tract 准层序 Parasequence

(3)地层系统,即组成地层序列的各种地层单位及地层单位之间的级别关系。地层系统包括两大要素:一是组成地层序列的各种地层单位;二是地层单位之间的级别关系。多种多样的地层单位可概括为两大地层系统:一是以建立全球性年代地层系统为目的,着重体现地层时间属性的时间(年代)地层单位系统;二是以建立局部地层系统为目的,主要以区域性地层特征为依据,着重体现地层岩性、电性、化学性、地震感应、矿物特征、构造等固有特征的物质性地层单位系统,目前最常用的物质性地层单位系统是岩石地层单位系统。

时间地层单位系统是全球(或大区域)统一的,有强烈的时间概念。物质性地层单位系统是地方性的,它与时间阶段没有严格固定的对应关系。岩石地层单位系统和时间地层单位系统是依据不同原则建立起来的两个相互独立的地层单位系统,它们并存于同一剖面中(图2-14)。

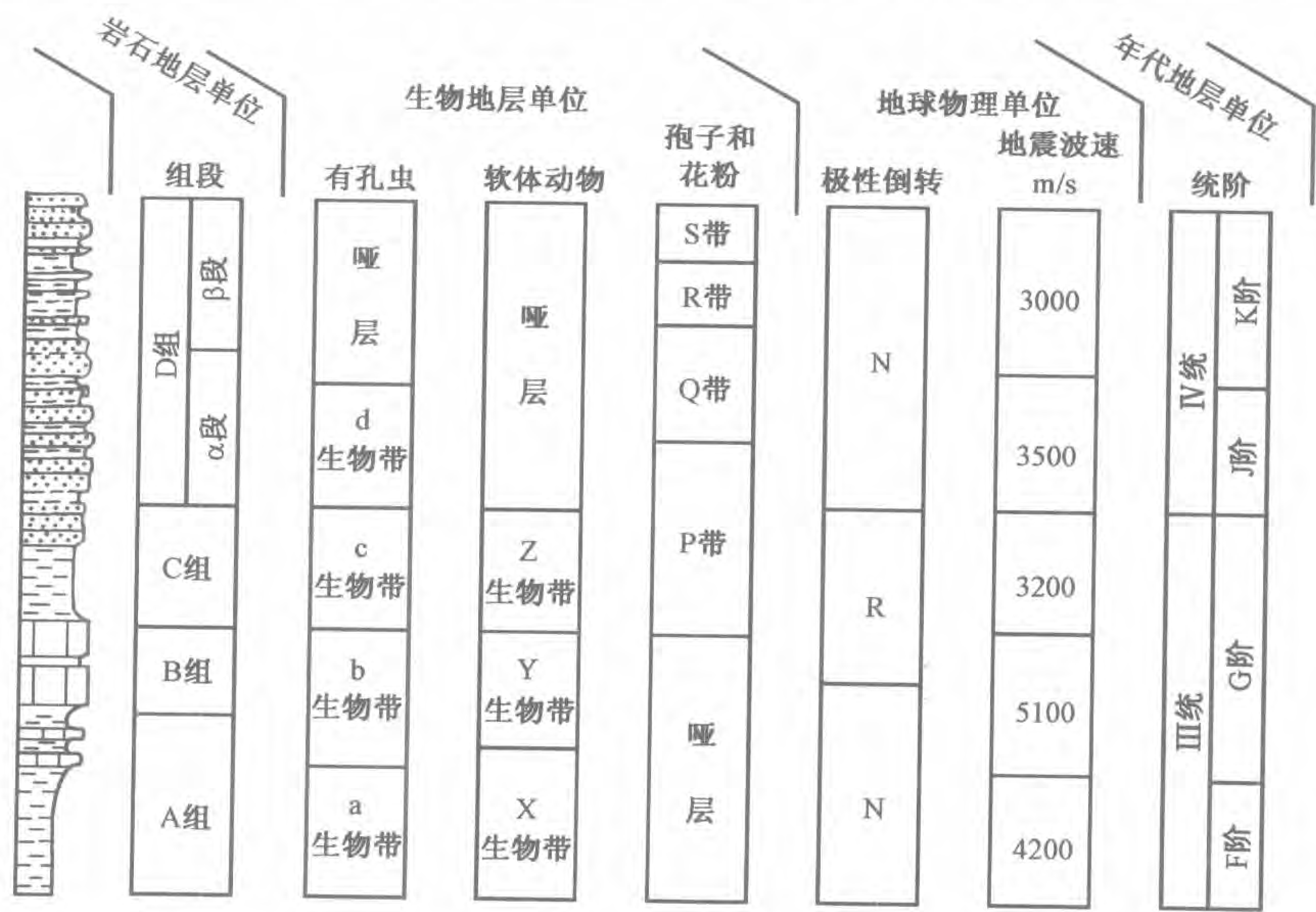


图2-14　多重地层划分、多重地层单位示意图(据 Hedberg,1976)

多重地层单位可以从不同侧面反映地史发展的阶段性,比单一地层分类系统有巨大进步。王鸿祯院士指出,多重地层分类的基本观点是正确的,但要慎重确定哪些分支学科应该和可能建立独立的地层分类单位体系,以免出现分类过繁和名词重复烦琐的弊病,分支学科以研究方

法为主,无需都建立分类体系。

地层单位的名称应遵循命名优先律,对前人已命名的地层单位一般不另起新名,含义可作适当修改。过去有些地层单位的名称不规范,存在同物异名或同名异物,造成地层划分对比的混乱。为使我国地层单位名称逐步纳入科学化、规范化的轨道,避免和消除地层单位在命名、修订和废弃时的随意性和使用上的混乱,2003 年全国地层委员会发布了《中国各类地层单位名称申报审核程序》。

2. 地层对比

要理清地层的分布规律,仅仅靠地层划分还不够,地层在横向上的分布情况及构造特点必须通过地层对比才能知晓。地层对比(Stratigraphic correlation)是把不同剖面划分的地层单位进行比较,比较它们的特征或属性是否一致、层位是否相当,从而了解其相互关系及分布规律。广义的地层对比包括全球性的、不同盆地间大区域的、同一沉积盆地的区域地层对比及一个油田内含油(气)层段的油(气)层对比。

地层划分有多重性,因此地层对比也是多重的。如生物地层对比主要论证不同地区地层的化石特征或生物地层的位置是否相当,岩石地层对比主要论证地层岩石特征的一致性或岩石地层的位置是否相当,年代地层对比主要论证地层的形成时间或年代地层的位置是否相当。地层的时间属性对比是最重要和最基本的对比。由于地层的形成与变形、古地理及古构造变化、矿产的形成与分布等无一不与地层的形成时间有关,所以地质时间在地层划分对比中极为重要,因此,人们常常把时间对比作为地层对比的同义词,常认为化石特征或岩性特征及叠覆顺序一致的岩层形成时间一致。实际上,只有严格的以地层的时间属性进行的对比才是真正的时间对比。因为不同地区的沉积环境不同,所以同一时期不同地区地层的生物学特征、岩石学特征、结构、厚度和体态等特征千差万别。对比依据的地层特征不同,地层界线就不可能一致,所以,地层对比通常是相对的层位对比,不一定都是严格的时间对比。例如,在油田不同井之间地层对比的主要目的不是确定地层的形成时间是否完全相同,而主要是想了解岩层及其特征的横向分布情况、对一个油气储集层的鉴定,从一口井到另一口井逐井追溯,即便是形成时间不完全相同,但若岩石地层的位置(层位)一致,就可以作为同一个注、采开发系统。

综上所述,地层划分是研究地层随时间(在纵向上)的变化情况,地层对比是把不同地点的地层单位在横向上进行比较。实际上,地层划分和地层对比是不可分割的,地层划分是地层对比的基础,地层对比又促进地层划分。通过地层划分与地层对比,可以确定地层的形成时间及其在地质时代系统中的位置,从而理清研究区的地层是否有缺失,缺失的原因是什么。概括说,地层划分对比就是确定研究区的地层层序及其时空分布规律,为研究古构造、古地理和古气候状况,揭示矿产的分布规律奠定基础。

地层划分对比通常用图、表来表示。地层划分对比表按地层层位进行,以了解各地区的地层系统是否完整,各地方性地层单位在横向上的对应情况及其与国内外习用分层标准的关系。例如,由表 2 - 2 可知,我国辽西地区的阜新组与国际上惯用的地层划分标准下白垩统巴列姆阶大致相当(形成于早白垩世巴列姆期),与我国松辽盆地的营城组、鸡西盆地的穆棱组相当。

表 2－2　热河群所属时代的多种意见(据吕延防、赵传本、付广,2005)

地质时代		辽西地区		五种分歧意见	松辽盆地	鸡西盆地
世	期					
早白垩世	阿尔必期	孙家湾组		K/J K/J K/J K/J K/J	泉头组	
	阿普特期				登娄库组	
	巴列姆期	热河群	阜新组		营城组	穆棱组
	欧特里沃期		沙海组		沙河子组	城子河组
	凡兰吟期		九佛堂组			
	贝里阿斯期		义县组		火石岭组	滴道组
晚侏罗世	提塘期					
	基末利期					
	牛津期	土城子组			洮南组	

地层划分对比图通常将各地区的地层剖面画成柱状图,再对比连线(图 2－1、图 2－15),以直观地看出各个剖面的地层层序、各层位的分布及对应层位的横向变化情况。例如,由图 2－15 可知:华北山西地区的本溪组和太原组属于上石炭统;本溪组与下伏地层奥陶系为不整合接触,说明该区奥陶系形成后地壳上升、沉积间断,晚石炭世才重新下降接受沉积,所以该区

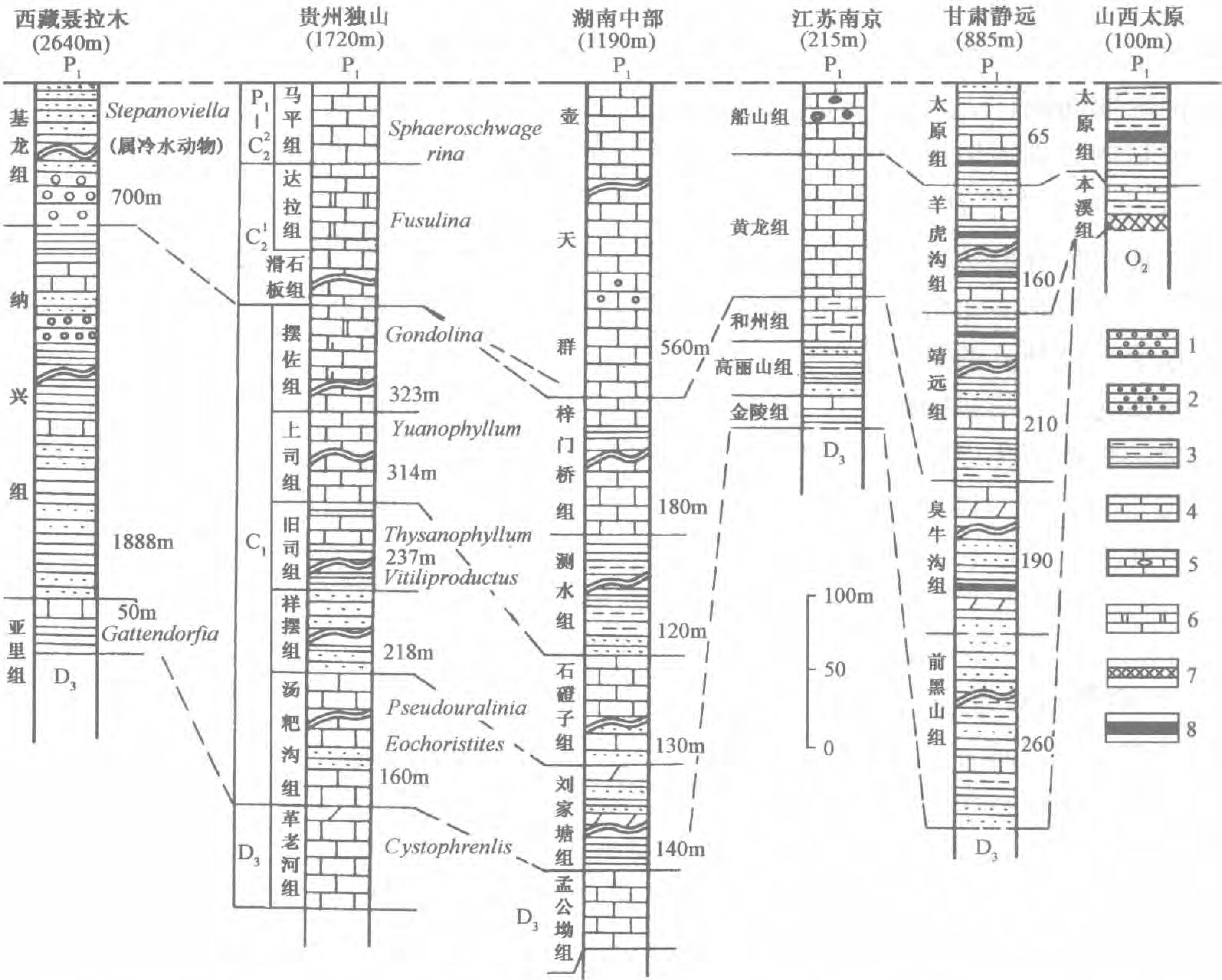


图 2－15　石炭系柱状对比图(据刘本培等,1996,有改动)

1—砾岩;2—砂岩;3—泥页岩;4—豆状灰岩;5—鲕状灰岩;6—白云质灰岩;7—铁、铝沉积;8—煤

石炭系发育不全(缺失下石炭统);山西及甘肃的太原组与江苏南京的船山组大致为同期沉积,山西的本溪组与甘肃的羊虎沟组大致为同一层位。

油田常利用测井曲线及地震剖面进行对比,如图2-5、图2-16等。

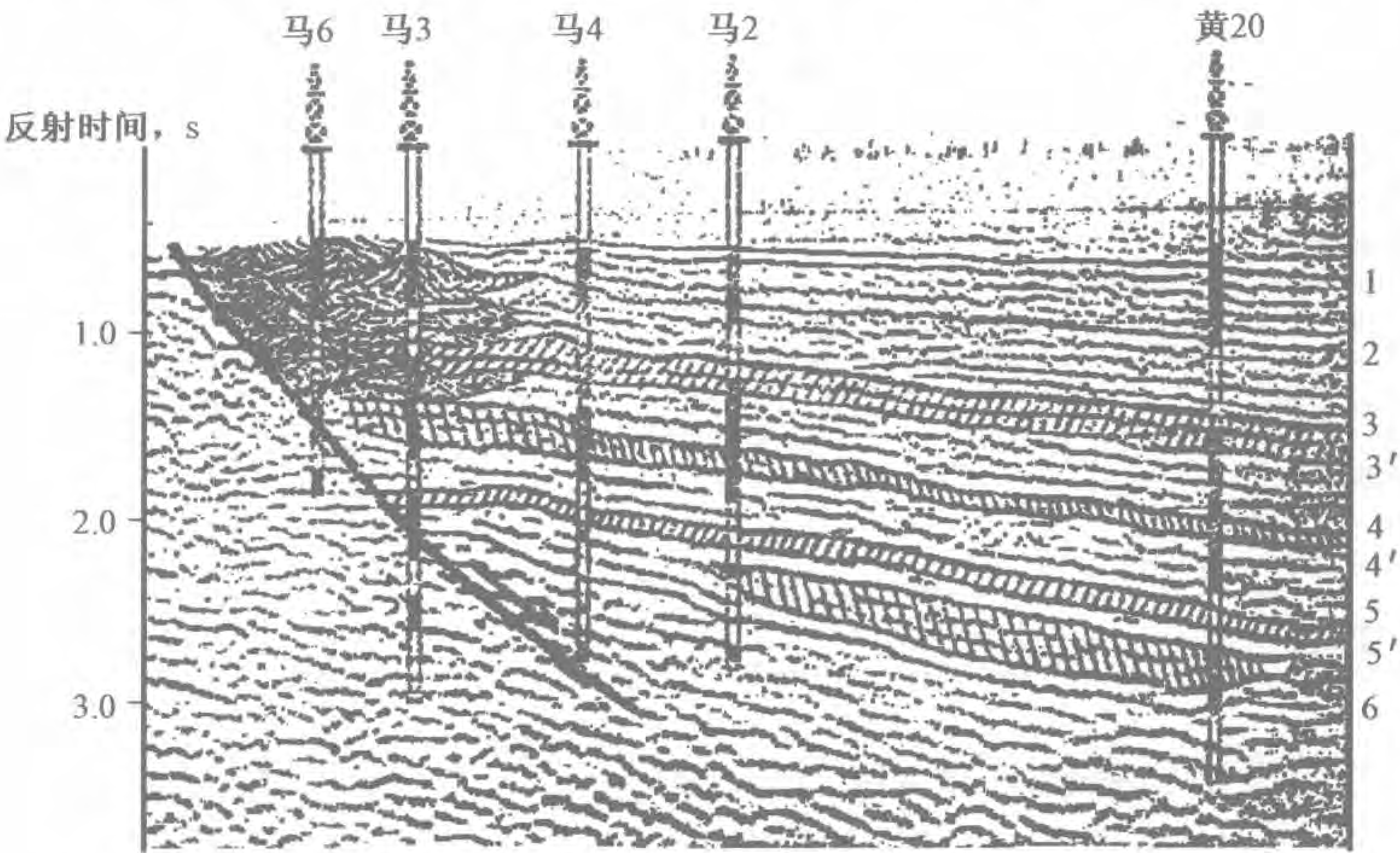


图2-16　苏北高邮凹陷西南HJ3测线地震剖面(据徐怀大等,1990)
1~6、3′~5′为地震分层

(二)年代(时间)地层单位

年代地层单位是指在特定的地质时间间隔内形成的层状或非层状的岩石体。形成年代地层单位的时间间隔称为地质年代单位,如形成古近系的时间单位是古近纪。划分年代地层单位的主要目的是确定地层的时间关系,其次是完善全球标准年代地层表。

1. 年代地层单位的划分

年代地层划分即按形成时间(相对地质年龄或同位素地质年龄)把地层剖面划分为不同的地层单位。生物演化阶段、同位素地质年龄是年代地层单位划分的主要依据,古地磁特征也是年代地层单位划分的重要依据。

生物演化具有明显的进步性、阶段性、不可逆性等规律,即由简单到复杂、由低级到高级,不断进化。生物演化进程并非始终等速的,而是缓慢的量变和急速的质变(生物大量绝灭或突变演化)交替进行,体现了生物演化的阶段性。研究表明,生物对环境的适应有一定的宽容度和迁移能力。所以,同一时期生物界的总体面貌基本上全球一致,不同时期生物界的面貌是不同的,因此生物演化的阶段可反映地质时间阶段。按生物演化的阶段性,地质学家建立了宇、界、系、统、阶等不同级别的年代地层单位(时间地层单位)。它们分别与地质年代单位宙、代、纪、世、期严格对应(表2-1)。

宇(Eonothem)是最大的年代地层单位,它与地质时间单位宙(Eon)对应。宇主要是根据生命物质的存在方式划分的。整个地质历史分为太古宙、元古宙和显生宙,与之对应的年代地层单位是太古宇、元古宇和显生宇。太古宙(时限为4000Ma左右至2500Ma)和元古宙(2500~542Ma左右)曾经称为隐生宙,现在统称前寒武纪,其地层统称前寒武系。太古宙之前为地球演化的早期阶段,迄今未发现地质记录,称为冥古宙。显生宇年龄小于542Ma,是有明显古生物遗体或遗迹化石的年代地层单位。

界(Erathem)是与地质时间单位代(Era)对应的年代地层单位。它主要是根据生物界发展的总体面貌及地壳演化的阶段划分的。太古宇(宙)和元古宇(宙)中,界(代)的划分主要

是依据地质时间间隔和地壳演化的阶段性。太古宙以3600Ma、3200Ma、2800Ma为界，从老到新分为始太古代、古太古代、中太古代、新太古代[1]，相应的年代地层单位为始太古界、古太古界、中太古界、新太古界。元古宙以1600Ma、1000Ma为界分为古元古代、中元古代、新元古代，相应的年代地层单位为古元古界、中元古界、新元古界。显生宙分为古生代、中生代和新生代，相应的年代地层单位分别为古生界、中生界、新生界。显生宇（宙）界（代）的划分主要根据生物界演化和地壳演化的重大阶段，如新生代的生物界以被子植物、哺乳动物及更新的海洋无脊椎动物为特色，它对应于喜马拉雅构造阶段。

系（System）是与地质时间单位纪（Period）对应的年代地层单位，是界的一部分。如古生界分为寒武系、奥陶系[2]、志留系、泥盆系、石炭系[3]和二叠系。系的划分主要依据生物发展的阶段性。如泥盆纪可称为"鱼类的时代"，与泥盆纪对应的年代地层单位即泥盆系；寒武纪的三叶虫在具壳生物化石中占优势，所以寒武纪为三叶虫时代。系的名称多取自首先建立和描述该地层单位的地点。

统（Series）是与地质时间单位世（Epoch）对应的年代地层单位。一个纪根据生物界面貌可分为若干个世，相应的一个系可分为若干个统。世名通常是在纪的名称前加早、中、晚等字样，如早泥盆世、中泥盆世、晚泥盆世，两分的纪通常分早、晚两世，与世对应的统的名称通常是在系的名称前加下、中、上等字样，如下泥盆统、中泥盆统、上泥盆统，新生界（代）统（世）的名称较特殊，它们是按地层化石中延续至今的生物所占的百分数划分的。

过去偶尔也将界（代）、系（纪）、统（世）进一步划分为亚界（亚代）、亚系（亚纪）、亚统（亚世）。

在一些文献中，诸如"早××纪"、"下××纪"、"上××世"、"××系地层"、"××界地层"、"下××系"、"早××系"、"晚××统"、"冥古宇"等不规范、不确切的词语不乏其例。这些说法主要是混淆了地质年代单位和年代地层单位的概念和级别。例如，三叠纪分为早三叠世、中三叠世、晚三叠世，不应说早三叠纪、中三叠纪、晚三叠纪；三叠系分为下三叠统、中三叠统、上三叠统，不应说下三叠系、中三叠系、上三叠系。又如，早白垩世、白垩纪或中生代形成的地层可分别用下白垩统、白垩系、中生界来表示，同理，上白垩统、古近系、新生界可以说成晚白垩世地层、古近纪地层、新生代地层，而不应说成上白垩统地层、古近系地层、新生界地层。即宇、界、系、统、阶等地层单位的后面不应赘加"地层"二字，系的前面不应加下、中、上，纪的前面不应加早、中、晚。"冥古宇"应该指冥古宙（从地球形成到太古宙以前）的地层，但是目前尚未发现冥古宙有地质记录，所以，目前"冥古宇"尚未发现。

阶（Stage）是年代地层单位的基本单位，对应于地质年代单位的期（Age）。阶名通常取自地名。一般来说，阶是统的再分，如华南地区上二叠统建立了两个阶（吴家坪阶和长兴阶）。也有的统只有一个阶。有些已建的阶时间跨度太长，不利于年代地层单位的精细划分对比，因此进一步划分为若干亚阶，亚阶与地质时间单位"亚期"对应。期的划分主要根据科、属级生物的演化特征。如在崮山阶中，具有多对强大尾刺的蝴蝶虫（*Blackwelderia*）和蝙蝠虫（*Drepanura*）占重要地位，这种特征在崮山阶以上没有发现；在崮山阶之下的张夏阶虽然有尾刺发育的德氏虫（*Damesella*），但在张夏阶还有无刺的小肩虫科（Anomocaridea）而不同于崮山阶；崮山

---

[1] 太古宙曾经三分和二分。

[2] 奥陶纪曾是志留纪的一部分，在1960年21届国际地质大会上被独立为一个纪。

[3] 北美将早石炭世称为密西西比亚纪，晚石炭世称宾夕法尼亚亚纪。

阶代表三叶虫演化的一个特殊阶段，普遍存在于华北地区。

2. 年代地层单位的性质

由于年代地层单位的界线就是地质年代的时间界面，因而年代地层单位的界面是一切地质工作参考和对比的标准。同位素年龄测定等地质测年技术的应用使年代地层单位的划分从相对顺序发展成为具有一定时限的地层单元，使地质时代的划分有了一定的尺度和依据。无论哪一级年代地层单位，都是按照地层形成的时间顺序、而不是依岩性划分的，所以同一年代地层单位到处等时。即不同地区同一年代地层单位可有不同的岩石内容，但形成时间是相同的。如凡是下三叠统，无论其岩性如何，都是早三叠世形成的地层。年代地层单位与地质年代单位严格对应。

从理论上说，各级年代地层单位都是全球性的，但是，由于目前年代地层对比的精度有限，地层划分越细，年代对比越困难。所以，通常只有较高级别的年代地层单位是全球性的，因为它们是根据生物演化阶段的总体面貌划分的。如早寒武世的三叶虫在我国和澳大利亚是雷氏虫亚目，在北美、西欧是小油栉虫亚目，它们均以多节、多刺、小尾为特征，这是早寒武世三叶虫的共同特征，体现了生物发展的相似水平和演化阶段。这种不受生物分区影响的生物群总体演化阶段的一致性，是统及其以上年代地层单位划分的客观依据，所以大多数统及其以上的年代地层单位是全球性的。根据某类底栖生物的生存时间建立的阶一般适用于一定的生物大区。因为底栖生物的分布受水深、地形等环境的控制及地理隔离的限制，如陆地和深海可阻碍浅海底栖生物的扩散，在长期互不交流的情况下，各地的生物逐渐产生巨大差异，造成生物分区现象，所以不同生物区通常建立不同的阶。依据浮游生物的生存时间（如笔石、菊石等）建立的阶常常具有全球等时性，因为浮游生物在其生存的时间内可以到处漂游，遍布全球。综上所述，阶的应用范围取决于其建立依据的是哪一类生物的生存时间，不同地区同一个统分阶的数目也不一定相同。

（三）岩石地层单位

1. 岩石地层单位的概念及其划分依据

岩石是地层的物质基础。岩石地层划分是任何一个新区地质工作的首要任务，人们常把岩石地层学的研究比作打开地质大门的一把金钥匙，特别是那些缺少古生物化石和同位素年龄测定资料的地区，岩石地层研究尤显重要。岩石地层单位是以客观存在的岩性特征为主要依据划分的，这些客观存在的岩性特征是不以人的认识而改变的，因而岩石地层单位是区域地质填图的基本单位，是一切地质学研究的基本要素。

建立和识别岩石地层单位有助于理清地壳岩石由老到新的顺序及其性质。岩石的颜色、成分、结构、构造、变质程度等岩性特征、磁性、电性等地球物理和地球化学特征及地层的结构、基本层序、厚度和体态、接触关系等都可作为岩石地层单位的划分依据。

地层结构即岩石的时、空组合方式，是地层划分对比的重要依据。地层通常是由有限的岩石类型以一定的规律组合构成的。表 2－3 列举了常见的地层结构类型。非层状延伸的地层可分为斜列式、叠积式、嵌入式等结构类型，其侧向变化较快。层状延伸的地层可以分为均质型和非均质型两大结构类型。均质型结构即地层由一种单一的岩层构成。非均质型结构又进一步分为互层式、夹层式、有序多层式、无序多层式等亚类。这些地层的结构类型可单独出现，也可由不同的方式组合形成复合式结构，如均一式结构中夹有序多层式结构等。互层式结构是指地层由两种类型岩层交互而成，如砂岩与页岩互层等。夹层式结构是指地层以一种岩层

类型为主,间夹另一种岩层类型。无序多层式结构是指地层由多种岩层类型组成,无一定的组合规律。有序多层式结构是指地层由三种或更多种岩层类型有规律地组构在一起,如各种旋回沉积序列,它是现代地层学强调的地层基本层序。

表 2-3 地层结构类型(据杜远生等,1998)

地层 结构	层状		非层状
简单型	均质型	均一式	斜列式、叠积式、嵌入式等
	非均质型	互层式、夹层式、有序多层式、无序多层式	
复合型	上述各简单型结构之复合		

基本层序是指沉积地层纵向序列中按某种规律叠覆出现的岩层组合。例如,浊流沉积的鲍玛序列就是一种典型的基本层序,组成这个基本层序的各单层(A、B、C、D、E 层)按顺序叠覆。不同基本层序之间常常是侵蚀面、沉积间断或岩性突变面。基本层序内部是连续的,常常有旋回性。无明显旋回性的基本层序可以根据沉积间断、冲刷面或侵蚀面来划分,也可根据含化石情况及特殊的岩性夹层等较明显的特殊沉积来划分。岩石地层单位通常是由有限的基本层序以一定的规律组合而成的。

《中国地层指南》[1]将岩石地层单位分为正式、非正式和特殊岩石地层单位三种。

1)正式岩石地层单位

符合《中国地层指南》关于岩石地层划分和单位定义的规定,并按命名程序给予命名的,为正式岩石地层单位,其岩性或岩石组合等特征在地层剖面上容易识别,纵、横向可以追溯。

正式岩石地层单位分为群、组、段、层四级。群和组的名称一般来自地层发育区的地名,如鞍山群、毛庄组等。

构成正式岩石地层单位名称的汉语拼音的第一个字母都要大写(非正式的不必大写)。为便于交流,单位术语不用汉语拼音而用英文,如五通群为 Wutong Group。《中国地层指南》规定:同一地理专名不能用于两个不同地层单位或两个不同级别的有从属关系的地层单位,如本溪石灰岩段不能与本溪组并存。

群(Group)是最高的一级岩石地层单位,它可由若干个岩石特征基本一致的组联合构成。有的群也可是一套厚度巨大、岩类复杂、未深入研究、暂未分组,经详细研究后有可能被划分成若干组的岩石系列(全国地层委员会,2001)。有共同特征的几个群可合并为一个超群,有的群也可分为若干个亚群。群的顶、底界常常为不整合面或岩性突变面,如鄂尔多斯盆地延长群与上、下地层均为不整合接触。群内可以有平行不整合。也有人认为,正确的野外作业程序是首先建组,不是首先建群。一个不包含组的群实际上就应当降为组(张守信,2005)。

组(Formation)是岩石地层单位系统的基本单位。一个组具有岩性、岩相和变质程度的一致性。组通常由一种基本层序构成,也可由有成因联系的两三种基本层序构成。构成组的基本层

[1] 《中国地层指南》指《中国地层指南及中国地层指南说明书》(修订版)。

序可以是旋回性的,也可是非旋回性的均质层或具随机夹层的地层。组的内部结构应有一致性。内部不分段的组只有一种结构类型,内部分段的组可有多种结构类型。一个组可由一种岩石构成,也可由几种不同的岩石有规律的组合而成。作为岩石中的特殊物质组分——古生物化石,对于识别一个岩石地层单位具有重要作用,但是岩石地层单位不能根据所含的化石下定义。一个组的建立必须具备下列条件:顶、底界线明显,可以是不整合,也可是整合界线,但标志必须明确,以便追溯和其他同行专家识别;组内不能有明显的不整合;一个组的岩性、岩相基本稳定,组的分布范围和厚度在1:50000地质图上能够表达;分布范围过小不宜建组,组的厚度一般是数十米到数百米,也有的组厚达数千米或仅厚几米。如冀东中元古界蓟县系雾迷山组的滨浅海硅质白云岩厚达3000m之多;而华南上奥陶统五峰组在有些地方仅厚10m左右;五峰组的笔石页岩是滞水海盆缓慢沉积的产物,其岩性、化石都很特殊,分布范围较广。

段(Member)是组内次一级的岩石地层单位。段常常以组内明显的地层结构、岩性、成因等特征的差别来划分,其上、下岩性差异必须明显或是旋回性的地层,如太原组按沉积旋回分成三段。一个段由一种结构类型及成因有关的岩层组成。段不能脱离组而独立存在,但是组并非都要分段,有时仅仅把组的某个部分指定为段。段可用序数词命名,也有依岩性或地名命名的,如姚家组一段、泥岩段等。

层(Bed)是最小的一级岩石地层单位。它由特征明显不同于相邻岩层的地层构成,如页岩层、含油层、煤层等。层可以是一个单层,也可由紧挨在一起的岩性相似的几个单层联合构成。层的厚度一般不小于1cm,含矿层和标志层在地质图上应表示出来(可不受比例尺限制)。

岩石地层单位的界线应尽可能地划在岩性突变处,也可人为地放在渐变带内,但是它必须体现岩性的变化。岩层间的关系常常很复杂,例如按一定的沉积韵律逐渐过渡、两种以上岩石类型互相交替过渡等。岩石地层单位的界线应以既能反映岩性的变化规律又切实可行为原则,例如由于钻井有时会塌陷,所以地下的岩石地层界线一般置于某种岩石类型出现的最高位置。

岩石地层单位形成的时间可用时、时代或时期表示,如毛庄组沉积时、毛庄组沉积期等。

2)非正式和特殊岩石地层单位

非正式岩石地层单位是为某些特殊需要而提出的无需命名的岩石体,如含水层、煤层、油砂等。依据岩石形成方式、形状或其他非岩石特征所鉴别的岩石体,如滑移体等也属非正式岩石地层单位。特殊岩石地层主要是岩石经受强烈的后期构造变动、变质作用和岩浆作用等影响之后形成的岩石体,其岩石特征受到明显改造和重组,或发生大幅度构造位移,原始地层顺序严重破坏,难以用正式岩石地层单位的研究方法进行划分对比。

常见的特殊岩石地层单位有岩群、岩组、杂岩、混杂岩、蛇绿岩、滑塌岩、构造岩等。特殊岩石地层单位的划分原则与正常岩石地层单位不同,其主要依据地层的岩性组合、变形和变质程度等。特殊岩石地层单位的顶底界线一般是断层界线或受断层改造的不整合界线。

岩群类似于正常岩石地层单位的群。它是指中高级变质岩区或造山带的主体部位,因受强烈构造运动或岩浆活动影响,发生区域混合岩化作用而形成的一套原始地层顺序难以恢复的变质岩石组合。岩组是岩群的进一步划分。杂岩是一套厚度巨大(常不见底)由一种或多种岩类(沉积岩、岩浆岩、变质岩)构成的无等级的岩石复合体,它以不规则混合的岩性或极为复杂的构造关系为特征,组成岩石体的原始层序模糊不清。杂岩也可作为岩石学术语出现在正式岩石地层单位中,如分布于阴山地区的古太古界、中太古界桑干杂岩等。混杂岩是在活动

大陆边缘或陆内碰撞造山带内，各种不同时代、不同类型（沉积岩、岩浆岩、变质岩）的岩石体因构造作用无规律混合堆积在一起的岩块集合体，沿构造边界分布，很难从整体上建立正常岩石地层单位系统。蛇绿岩是一种岩浆岩—深水沉积岩的洋壳岩石组合体，是地球地壳至地幔层圈间相互作用的产物。蛇绿岩在一个构造带内有一定的延伸范围，因构造作用，各类岩石叠置复杂，呈现顶底不全和无序状态。滑塌岩指先成的正常或特殊岩层或岩石体因受构造运动、重力等作用的影响，产生滑移或崩塌而嵌入或掉入正在沉积的异地地层体中的部分。滑塌岩的形成时代一般都老于其围岩。构造岩是指构造活动带或构造面上形成的具有特殊次生结构的岩石组合，如构造角砾岩、糜棱岩等。

2. 岩石地层单位的性质

各级岩石地层单位都是依岩性而不是依形成时间划分的，所以岩石地层单位有一定的岩石内容，没有严格的时间界限。由于同一时期不同地点可有不同的沉积环境，形成不同的岩石类型和岩性特征，而不同地点不同时期可有相似的沉积环境，形成相似的岩石类型和岩性特征，因此同一个岩石地层单位不一定到处都等时。在侧向加积的情况下，各岩相带的岩性界面随时间推移而侧向移动，导致岩石地层单位的界线穿越时间界线（与时间界线不一致），这种现象称为穿时性（Diachronism）。如图 2－17 所示，华北地区三山子组白云岩在临汝相当于中寒武统张夏阶，向北层位逐渐升高，到曲阳三山子组上部已相当于下奥陶统冶里阶。因为岩性与其形成的环境条件（如古气候、古地理、物源等）密切相关，而环境条件在不同地区有明显的差别，所以岩石地层单位是地方性的。例如，同是早寒武世后期形成的地层，在华北为馒头组的页岩夹泥质灰岩，在滇东则为龙王庙组的白云岩夹页岩、粉砂岩。

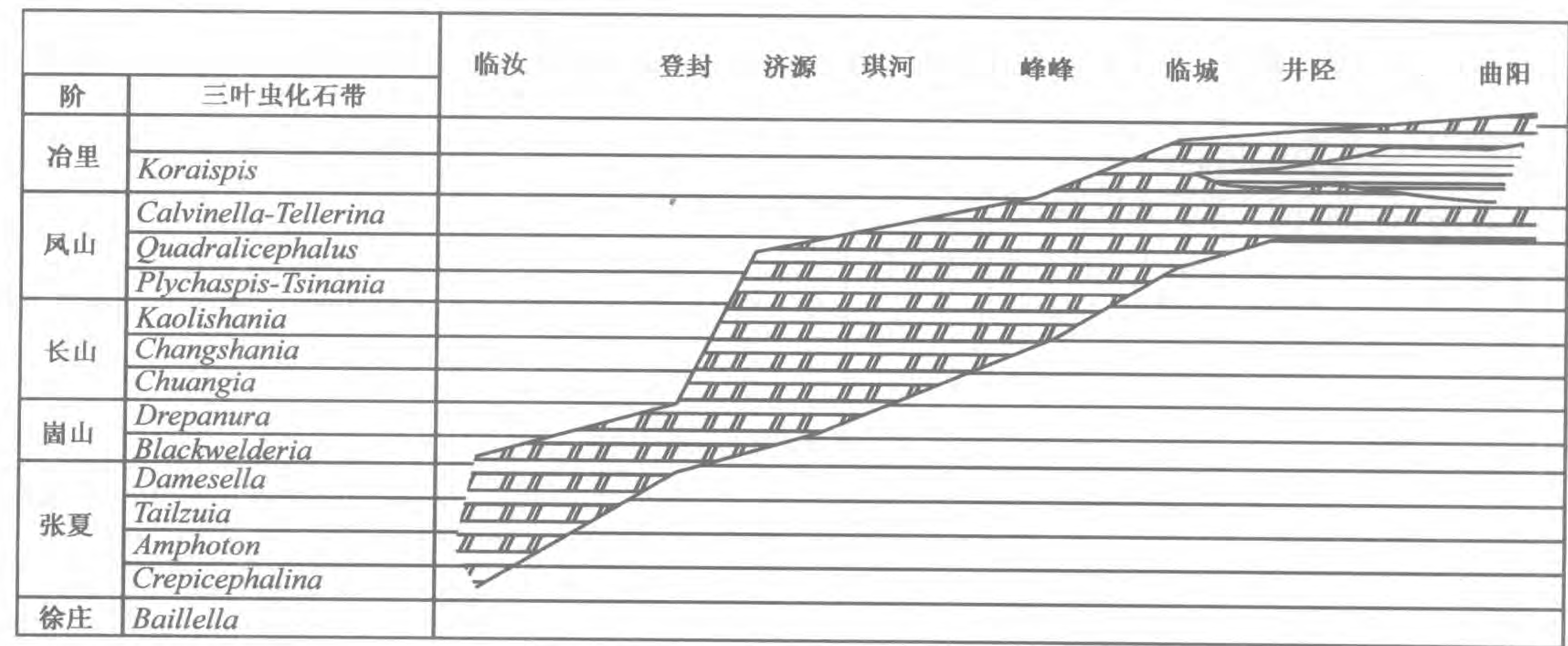


图 2－17　三山子组的穿时性（据张守信，1981）

地层的岩石学特征是客观存在的，所有地层工作都以岩石地层单位系统为基础。因此任何研究区划分岩石地层单位，建立从老到新的岩石地层单位系统，都是地层研究的首要步骤。描述一个岩石地层单位时，应该说明该岩石地层单位是根据哪个地区的哪个地层剖面建立的，还要说明其岩性、厚度、上下界限、接触关系、含化石情况、分布范围、横向变化等物质特征和成因环境及大致的形成时间等属性。建立岩石地层单位可以不考虑时代，但是一个岩石地层单位一旦确定，就必须知道它的时限或空间穿时性，此外，还应明确该地层剖面与标准剖面有关地层单位的对应关系。

（四）生物地层单位

1. 生物地层单位的分类

依据地层中的生物化石特征划分的地层单位称为生物地层单位，其基本单位是生物地层带，简称生物带。常用的生物带有组合带、延限带、富集带等。

（1）组合带（Assemblage zone）是三个以上生物分类单位整体上构成一个独特的自然组合，并以此区别于相邻地层的生物组合。组合带可以由几类生物化石构成，也可以由某一类生物化石的几个属种构成，如软体动物组合带、孢粉组合带、甲藻组合带等。组合带的名称取自化石组合中的两个或多个具有明显特征的分类单位，如上侏罗统土城子阶 *Cetacella – Mantellina – Damonella* 介形虫组合带等。

（2）延限带（Range zone）包括分类单位延限带和共存延限带两种。分类单位延限带表示一个分类单位，如一个科或一个属、一个种的整个分布范围内的地层。如类三角蚌延限带是指类三角蚌从出现直至消失的整个分布范围内的地层。共存延限带是两个或多个特定分类单位延限带的共存部分所代表的地层体。

（3）富集带（Abundance zone）也称顶峰带，是指某类生物化石最繁盛的一段地层。它不包括该类生物的先驱化石或孑遗化石所在的地层。生物富集不仅与生物演化有关，还与生态环境有关，所以有些富集带仅限于局部地区。

建立生物带时要注意，生物化石包括原地埋藏、异地埋藏、再沉积（次生）和混入（渗入）的四类。较老地层被剥蚀，其中的化石又沉积到较新地层中，称再沉积化石或次生化石。混入或渗入的化石主要指微体化石。如孢粉分析过程中，若在岩石裂隙周围采样，上覆较新地层的孢粉可能混入或随水渗入到较老地层中，造成混乱。若在处理样品过程中不注意，可能会带来混入化石。例如，处理中生代孢粉样品后器皿没洗刷干净，紧接着处理新生代孢粉样品，就可能在新生代样品中混进中生代孢粉化石。要注意排除再沉积（次生）和混入（渗入）的化石，因为再沉积（次生）和混入（渗入）的化石既不能反映地层的形成时间，也不能反映地层形成环境，不能作为建立生物带的依据。次生化石较少见，其反映的时代与围岩或其他化石不一致，磨损破坏常常较严重，颜色也反常，只要注意就能识别。混入或渗入的化石在采样和处理时稍加注意就能避免。

2. 生物地层单位的性质

（1）一般来说，上述组合带、延限带、富集带等各种生物带之间不存在从属关系，但是有些生物带（如组合带）可再细分为亚带，有共同生物地层特征的几个生物带也可组成一个超带。生物带、亚带和超带属于不同的等级。此外，一个种的延限带附属于它所隶属的属的延限带。

（2）生物地层单位是根据所含化石来定义和说明的、客观存在的地层体，未见化石的地层不属于生物地层研究的范畴。地层层序中未见化石的部分不能建立生物带，所以生物地层单位常常不连续。它不能形成独立的地层单位系统，而是为年代地层单位系统服务的。

（3）依全球性广布的浮游生物化石划分的生物带可以是全球性的，如菊石带、牙形石带等浮游生物带可用于全球范围的地层对比。而底栖生物的分布受水深、地形等环境限制，因此依底栖生物化石划分的生物带一般是区域性的，可用于区域地层的划分对比。

（4）生物化石可显示地质演化的进程，能够指示相对地质年代，如褶珠蚌延限带可指示早白垩世。

（5）不同类型生物带的地层意义不同。例如，同一生物的延限带和富集带所反映的地质时间不同，所以在建立和使用生物带时，应明确生物带的种类和属性，以便判断其等时性。

二、经典地层单位之间的关系

20 世纪 30 年代，H. D. Hedberg 就提倡根据岩石、生物和时间进行三重地层划分。1976 年，《国际地层指南》提出了多重地层划分的概念，并指出不同方法划分的地层单位界线不一定相互吻合。下面讨论年代地层单位、岩石地层单位及生物地层单位之间的关系。

（一）岩石地层单位与年代地层单位的关系

为便于工作，在满足建组和制图要求的情况下，人们希望岩石地层单位的界线与年代地层单位的界线一致，但是两者的界线只在局部可能一致。因为岩石地层单位主要是依据岩性建立的，而岩性是随着沉积环境的变迁或沉积作用方式的改变而变化的。在大洋、大湖的中心，沉积物是纵向加积的，其形成的地层符合地层层序律，在这种情况下，地层之间的岩性界面与时间界面完全一致。多数地层，如河道等沉积，是侧向加积的。侧向加积使同一水平面上的沉积物并非同期形成，所以岩石地层单位的界面不可能到处等时。几乎所有岩石地层单位的界线都是斜穿等时面的（与年代地层单位的界线不一致）。虽然岩石地层单位也有先后顺序，但它与时间地层单位没有严格的对应关系，岩石地层单位的划分对比不受等时面的限制。

各级岩石地层单位都分布于一定的地区，是地方性的。如太原组分布于华北和东北南部，明水组仅分布于松辽盆地。年代地层单位是按时间阶段建立的，因此同一年代地层单位应该到处等时，统及其以上年代地层单位的界线具有全球同时性。

岩石地层单位有一定的岩石内容。如三山子组以白云岩为主，否则不能称为三山子组。时间地层单位有一定的形成时间，不受岩石特征的限制。例如，无论在哪里、无论岩性如何，凡是早白垩世形成的地层就是下白垩统。

年代地层单位与地质年代单位严格对应，例如系与纪严格对应，系的底界和顶界分别相当于纪的开始和结束。而岩石地层单位可以从任一时刻开始，也可在任一时间结束，岩石地层单位无固定的时间含义。

有人混淆组和阶，给岩石地层单位赋予了固定的时间含义。但是，随着研究的深入，对一个岩石地层单位形成时间的认识可能有所改变，导致某些岩石地层单位的界线频繁改动，甚至另起新名，所以在地层单位中同物异名现象屡见不鲜。在地层研究中，人们常常需要查阅岩石地层单位名称及其界线频繁改变的历史，给地层研究造成不必要的麻烦和时间的浪费。例如，华北地区新元古界的龙山组、长龙山组和骆驼岭组是同一岩石地层单位，二叠系的石千峰组与孙家沟组是同一岩石地层单位，等等。国际生物命名法中有一条重要的规定：生物的有效名称必须是符合国际命名法规的最早正式刊出的名称，此即命名优先律。例如，腕足动物 *Cyrtospirifer* 是 Nalivkin 在 1918 年命名的，1931 年 Grabau 又将其命名为 *Sinospirifer*，后来的研究表明这二者是同一个属，根据命名优先律，后者被废弃。

2003 年全国地层委员会通过的《中国各类地层单位名称申报审核程序》规定：在新建、修订或废弃一个地层单位时，必须按照有关规定履行申报审核程序。这一规定可以有效地避免同物异名造成的混乱。如果研究者都能遵守该程序，借鉴国内外的经验和教训（例如吸取前苏联地层单位建立太多的教训），各类各级地层单位的命名（包括译名）和修订都严格履行申报审核程序，每个研究者都能尊重他人的劳动成果，无实质性区别的不另起新名，就可以有效地避免同物异名造成的混乱，同时也可避免研究者把大量的时间用于名词解释，从而少走弯路，把精力用在矿产分布规律等有意义的研究上。

翻阅地质文献时不难发现，同一岩石地层单位在不同的文献中常常被划归不同的地质时期。例如冀北辽西热河群的形成时期就存在多种不同意见（表 2－2、表 2－4）。

表 2－4　热河生物群各门类化石研究者的时代意见（据吕延防、赵传本、付广，2005，有改动）

<table>
<tr><th>化石门类</th><th>轮藻</th><th>孢粉</th><th>腹足类</th><th>鲟鱼</th><th>鸟类</th><th>鱼类</th><th>两栖类</th><th>爬行类</th><th>哺乳类</th><th>介形类</th><th>叶肢介</th><th>昆虫</th><th>双壳类</th><th>植物</th></tr>
<tr><td>研究者</td><td>王启飞 卢辉楠</td><td>黎文本 刘兆生</td><td>朱祥根 潘华璋</td><td>金帆</td><td colspan="5">汪筱林 王元青 金帆 徐昱 王元 张江永 张福成 唐治路 李淳 顾罡</td><td>曹美珍</td><td>陈丕基</td><td>章俊峰</td><td>陈金华</td><td>吴舜卿</td></tr>
<tr><td>时代</td><td colspan="9">早白垩世早期</td><td>早白垩世早期至晚侏罗世晚期</td><td colspan="4">晚侏罗世晚期</td></tr>
</table>

同一岩石地层单位被划归不同时期的主要原因有：

（1）岩石地层单位是根据岩石特征划分的，而岩石特征受控于沉积环境。在侧向加积的情况下，各岩相带的岩性界面随时间推移而侧向移动，导致岩石地层单位的界线穿越时间界线，因此同一岩石地层单位在不同地点形成的时间不可能完全相同。

（2）由于自然地理环境及生物迁移、扩散等原因，同一生物在不同地点的生存及兴衰时间也存在差异，加之化石保存和采集等因素的影响，即使是含有相同化石的不同地点的同一地层单位的形成时间（同位素年龄）也可能存有差异。

（3）时间划分依据不同，例如根据地层中不同生物化石确定的地层时代，可能是不同的生物时间。冀北辽西的热河群就被孢粉、介形虫和叶肢介等研究者划归不同时期（表 2－4）。

实际上，地质时间常常是相对而不是绝对的，并且有多样性，例如同位素地质年龄、孢粉化石年龄、介形虫化石年龄等等。对于有时间争议的地层，应尽力应用多种资料综合分析，如果置其他地层特征而不顾，仅仅根据某一类生物时间就过分强调某个群或组、段等岩石地层单位属于某个系或某个统，容易造成不必要的麻烦。

例如，20 世纪 80 年代扶余油田梨树凹陷有一口参数井，自上而下钻穿了白垩系的明水组至登娄库组，往下又钻入有侏罗系和白垩系之争的含有热河生物群的地层。热河生物群中的软体动物化石在当时被划归侏罗系，而孢粉等研究者将含该软体动物化石之下的地层划归白垩系，按照这两种互相矛盾的观点，就可推断该井存在逆断层，但该井的岩心和电测曲线剖面图上又找不到逆断层的证据。其实，含有热河动物群的地层归属侏罗系还是白垩系之争已有数十年之久，原因是不同门类化石的研究者有不同的观点。这一争论体现在该井的地层划分上，就导致井下有逆断层的错误推论。得知了不同门类古生物学家的争论之后，地质人员否定了断层，才使勘探工作顺利进行。

综上所述，大部分地层是侧向加积形成的，所以同一岩石地层单位在不同地点划归不同时期不足为奇，同一地点的同一岩石地层单位被划归不同时期主要是由于时间划分依据不同。我国的阶多是在组的基础上经区域性生物地层研究之后建立的，造成组和阶重名，如长兴组和长兴阶等。实际上，组和阶的含义不同，二者的界线在有些地方可以相同，多数情况下组和阶的界线不一致。

（二）岩石地层单位与生物地层单位的关系

一般来说，岩石地层单位与生物地层单位无一定对应关系。二者的界线可以吻合（在局部地区），也可能相互穿越。一个生物地层单位有时可跨越多个低级别的岩石地层单位，一个

组级岩石地层单位有时也可包括多个生物地层单位。岩石地层单位中的化石内容在某些情况下可作为特殊岩石特征。

岩石地层单位和生物地层单位都在一定的地质环境内形成,都可反映沉积环境,但划分依据不同。

地层中所含的化石随地质年代的变化而不同,其特征在地层序列中不重复,所以生物地层单位可指示相对地质年龄,而接近一致的岩石类型或岩性特征可在地层序列中反复出现(与沉积环境有关)。由于沉积环境变化和生物迁移及化石保存、采集等因素的影响,侧向追溯时,多数生物地层单位的界线也不是真正的等时面,但是生物地层单位的界线比岩石地层单位的界线更接近等时面。

(三)年代地层单位与生物地层单位的关系

生物地层单位指含有某化石的地层,是物质性的;而年代地层单位可指某生物生存的时间内形成的全部地层,是时间性的,它并非仅指含有化石的地层。如 *Claraia wangi* 生物带是指含有 *Claraia wangi* 化石的地层(图 2-18),而 *Claraia wangi* 时间带是指 *Claraia wangi* 生存的时间内形成的全部地层(不论是否含有该化石)。

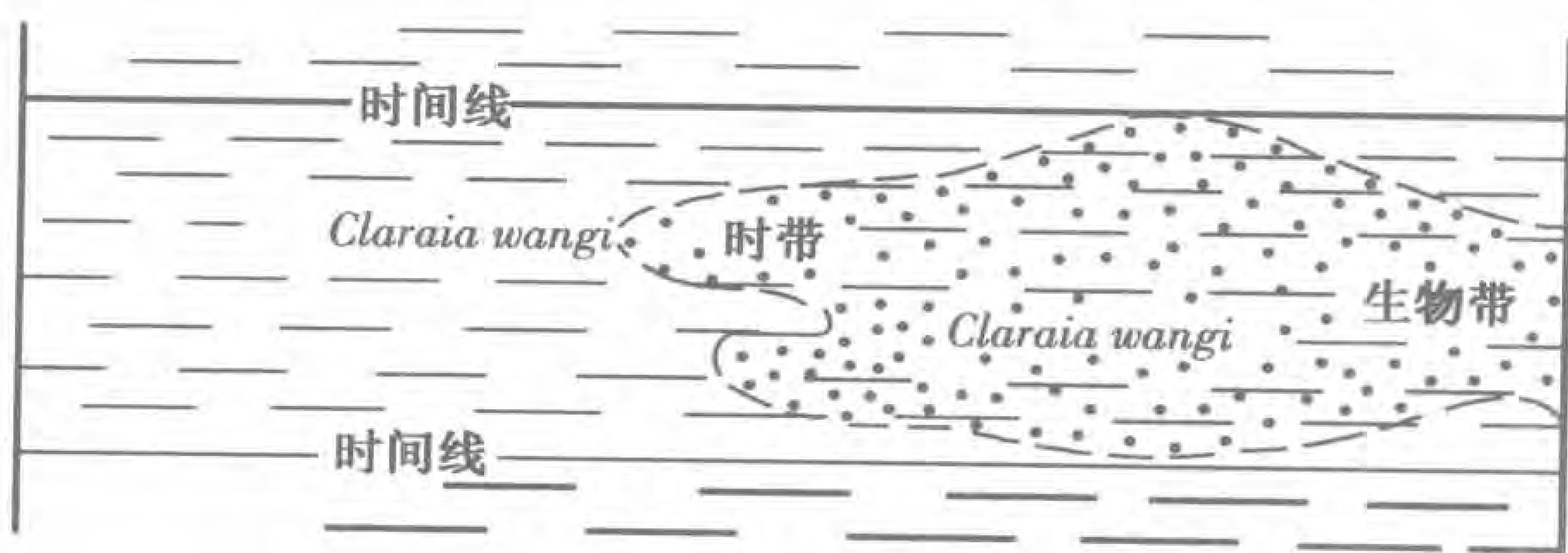


图 2-18　生物带与时间带的关系

生物演化的阶段可以反映地质时间阶段,因此生物地层单位与年代地层单位的界线常常一致。如 *Cetacella-Mantellina-Damonella* 介形虫组合带与上侏罗统土城子阶的界线一致。

地层中未发现化石的部分不能建立生物带,所以生物地层单位不连续,不能独成系统,生物地层单位是为年代地层系统服务的。

三、地层代号简介

在编绘地质图、表和填写地质记录等工作中,为简洁明了,地层单位常用专门的符号即地层代号表示。下面介绍一些常用的地层代号❶。宇通常用两个大写正体字母表示,如太古宇(Archean)的代号是 AR。界用两个正体字母表示,第一个字母大写,第二个字母一般小写,如 Pz 表示古生界(Paleozoic)。系一般是用一个大写字母表示,如奥陶系(Ordovician)的代号是 O。统的代号一般是在系的代号右下角加阿拉伯数字,如 J_1、J_2、J_3 分别表示下侏罗统、中侏罗统、上侏罗统;两分的系一般用 1、2 表示下统、上统,如 K_1、K_2 分别代表下白垩统、上白垩统。阶的代号通常是在统的代号右上角用阿拉伯数字注以该阶在统内所处位置的顺序号,例如上二叠统吴家坪阶的代号是 P_3^1;也有人在统的代号右上角或在统的代号后面加阶名汉语拼音第一个字母(小写正体)作为阶的代号,如吴家坪阶的代号也有人写为 P_3^w 或 P_3w。在一个统内,若阶名汉语拼音第一字母重复,则较新的阶代号应在第一个字母之后再加一个与第一个字母最接近的子音字母,如中奥陶统下部大湾阶的代号可用 O_2d,上部达瑞威尔阶的代号可用 D_2dr。以上代号均为正体字。组的代号与阶的代号类似,与阶不同之处是组的代号用斜体字,在统的代号右下角加小写组名汉语拼音第一个字母。在一个统内,若组名汉语拼音第一个字母重复,较新的组代号也是在第一个

❶ 地质年代单位宙、代、纪、世、期的代号与相应的年代地层单位宇、界、系、统、阶的代号相同。

字母之后再加一个与第一个字母最接近的子音字母。段的代号通常是在组的代号右上角用阿拉伯数字注以该段在组内所处位置的顺序号,如松辽盆地泉头组第三段的代号是 K_1q^3。

四、带和标志层

(一)带

根据地层的各种特征或属性,可以建立多种带。例如,用于磁性地层的有极性带,用于岩石地层的有岩石带、矿物带、变质带等,用于年代地层的是时带或时间带(Chronozone),如 *Redlichia* 时间带等。

(二)标志层

标志层是地层剖面中的一些特殊层位,它们具有特征明显、厚度不大、层位稳定、分布范围广、容易识别等特点,可作为地层划分对比的标志,故名标志层。地层划分对比经常要用标志层控制层位。如华北地区上石炭统底部(奥陶系之上)的 G 层铝土矿是华北地区上石炭统底的重要标志,为华北地区的地层划分对比提供了极大的方便。标志层在油气钻探中极为常用。如渤海湾盆地沙河街组一段下部的具有微细层理的钙片泥岩岩性特殊易于辨认,普遍发现于渤海湾盆地各油田的井下,成功地用于该盆地各井地层的划分对比;松辽盆地嫩江组第二段底部厚约 2~10m 富含白色大个体介形虫和金黄色叶肢介化石的褐黑色油页岩几乎在全盆地稳定分布,岩性特征非常明显,几乎可用于整个松辽盆地的地层划分对比。

标志层也可以是一个界面,如上述的松辽盆地嫩江组第二段底部标志层在视电阻率曲线上表现为一明显的尖峰,其形态独特,容易辨认,据此即可确定松辽盆地嫩二段的底界(图 2-19)。

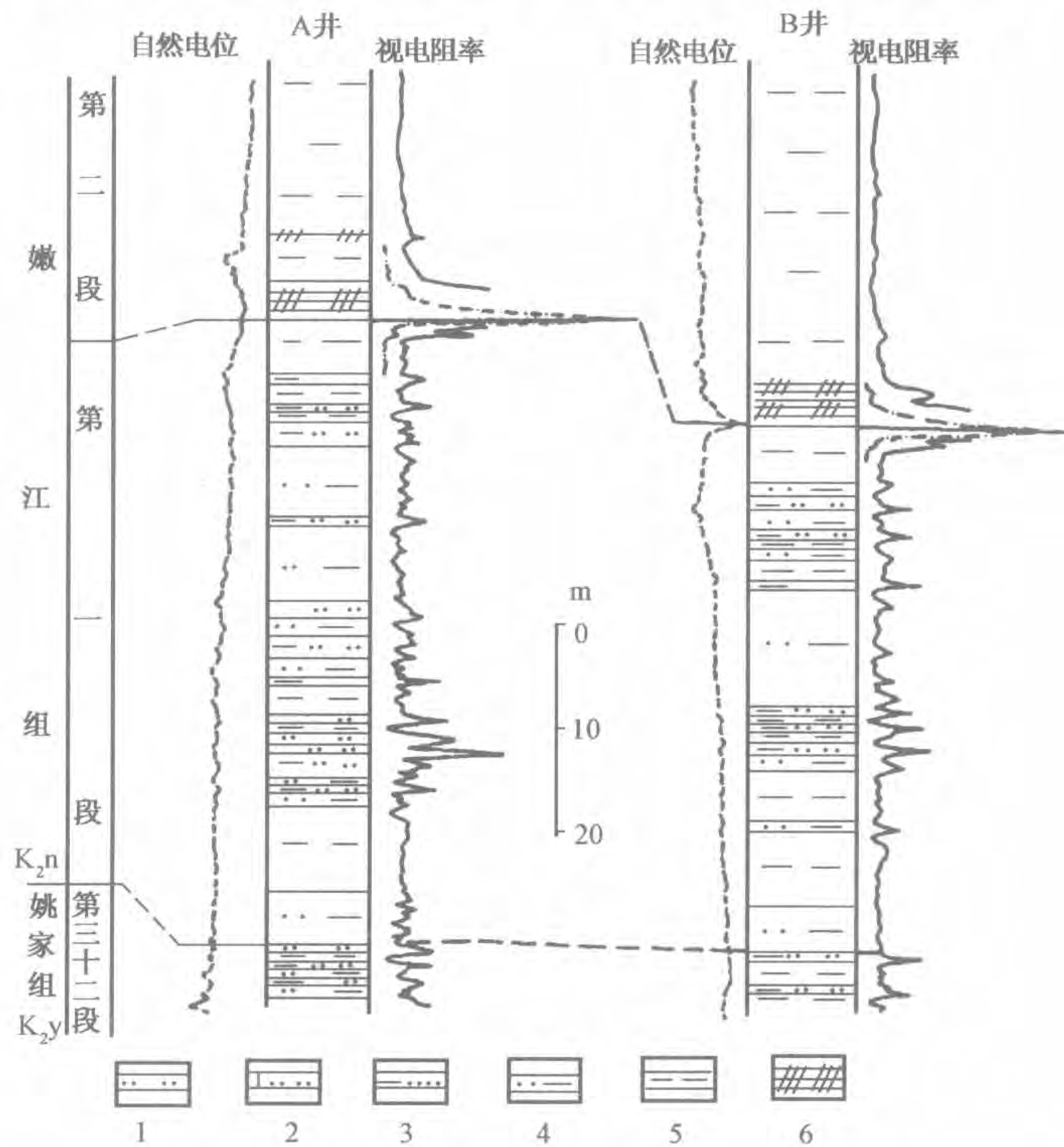


图 2-19 标志层法划分对比地层

1—粉砂岩;2—钙质粉砂岩;3—泥质粉砂岩;4—粉砂质泥岩;5—泥岩;6—油页岩

标志层的选择条件很广，它可以是岩层、含矿层，也可以是化石层，还可以是地层的地球物理和地球化学特征，如电性层等。陆相沉积中的海相夹层、碎屑岩中的稳定泥岩和灰岩夹层、油页岩层、碳酸盐岩中的某些石膏夹层和粘土岩夹层、火山碎屑岩层、膨土岩、结核层、燧石层、海绿石层、煤层等等，只要它们在纵向上有一定的层位，特征不同于其上、下层位，在一定区域内广泛分布，即可作为标志层。在没有发现理想单层的情况下，可选择具有某种特征的多个单层的自然组合作为复合标志层。在野外常常选择石英砂岩等抗风化能力强的岩层作为标志层。

分布范围较广的凝灰岩层、冰碛岩层、蒸发岩层等可作为大区域地层划分对比的标志层。如我国南方新元古界的冰碛岩容易识别，层位稳定，为地层划分对比的良好标志。等时性的标志层，如小行星撞击事件层等，可用于年代地层单位的划分对比。

五、层型和标准剖面

（一）层型

1. 概念

通过地层划分可以建立不同类型的地层单位。建立一个地层单位时，必须遵循优先权法则，在该地层单位分布范围内选择一个典型剖面作为该地层单位的模式剖面。国际地层委员会仿照古生物命名法提出了层型的概念。层型（Stratotype）是指一个已经命名的地层单位或地层界线的原始或后来被指定作为对比标准的地层剖面或界线，也称“模式”。在一个特定的岩层层序内，层型代表一个特定的间隔或一个特定的界线。常用的层型有单位层型和界线层型两类。单位层型（Unit - stratotype）是说明和识别一个地层单位的标准。单位层型的上、下界线就是它的界线层型。界线层型（Boundary - stratotype）是识别地质界线的一个特殊岩层序列中的一个特殊点（图 2 - 20）。岩石地层单位一般使用单位层型，年代地层单位一般使用界线层型。

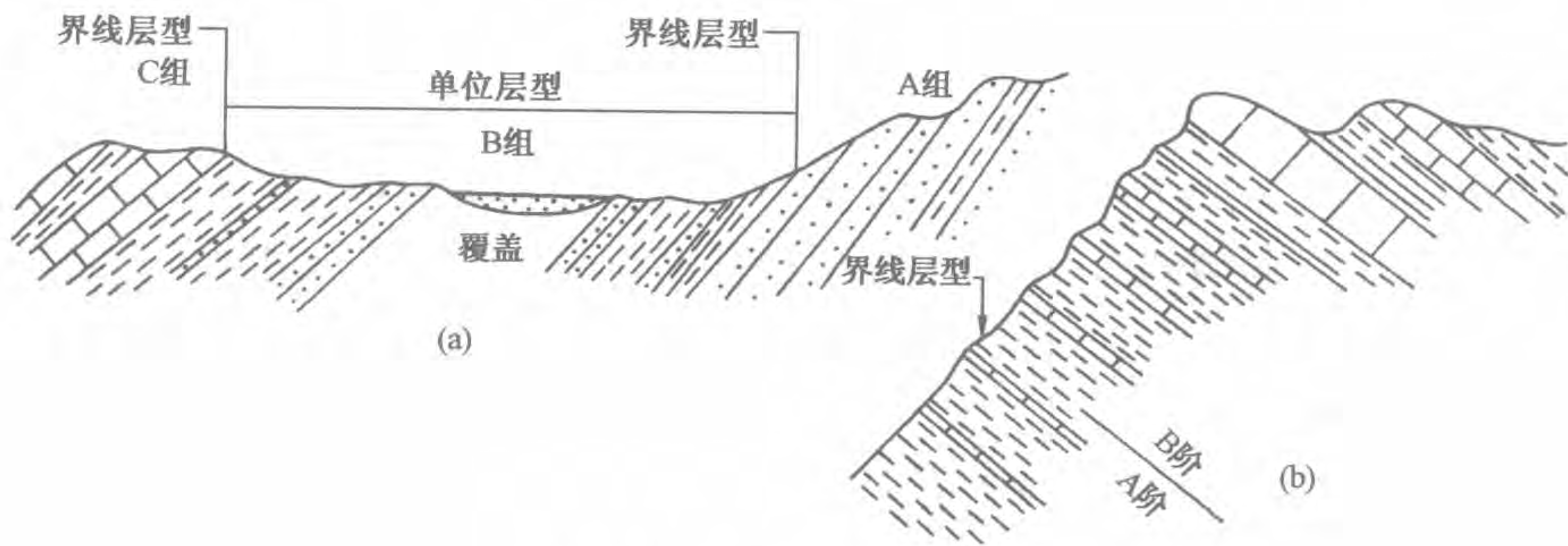


图 2 - 20　层型示意图

（a）岩石地层单位 B 组的单位层型、B 组与 A 组及 B 组与 C 组的界线层型；
（b）年代地层单位 A 阶顶界、B 阶底界的界线层型

2. 层型分类及其确定方法

仿照古生物命名法，层型可分为正层型、副层型、选层型、新层型、次层型等类型。建立地层单位时所指定的原始层型为正层型。命名人为了解释正层型所建立或使用的补充层型为副层型。一个层型一旦建立，原则上不再变动。如果原有的层型被毁坏了，或后来发现它的建立违背了地层学原理，则应在原层型所在地区再建立一个新层型。在建立地层单位时，若命名人

当时没有指定合适的层型，后来又补充指定的层型为选层型。有时会发现岩石地层单位的其他剖面比该地层单位命名时所依据的层型更好，在这种情况下，后发现的剖面可视为参考剖面，即次层型。

单位层型应选择连续的、出露好的模式剖面，分开在不同剖面上的地层间隔联合组成的单位层型称为综合层型或复合层型。构成复合层型的每个特定段落称为组分层型。如在年代地层单位中，统的层型常常由其组分——阶的层型复合而成。层型剖面和层型点的选择条件是：(1)连续、无间断、无明显垂直相变的沉积层序，并具有一定的厚度；(2)未遭受构造破坏或强烈的变质作用；(3)具有保存完好、多样化及分布范围广的化石；(4)利于进行多学科（如同位素年龄地层学、磁性地层学、化学地层学、层序地层学、事件地层学等）综合研究，以提供各方面的资料证据；(5)地层路线交通方便，以便同行专家观察研究。

为使层型确实起到“标准”的作用，层型应该注明永久性人工标志，以便人们观察研究。描述一个层型包括地质和地理两方面内容。地质方面应标示层型剖面的地层分层、岩性、厚度、化石、构造、地貌等情况，界线层型应详细描述地层界线的划分标志。地理方面应标示层型剖面的地理位置、交通情况，并附一定比例尺的航空照片或地面照片。

3. 层型的意义

全球界线层型剖面点的确立具有重要的理论意义和实际意义。它利于稳定地层界线，使地层划分对比更加准确一致，使地层学研究有章可循、便于交流，并为地质学的其他学科提供相对稳定的地质年代表。所以一个地层单位开始建立就应该指定层型剖面。

20 世纪 70 年代以来，国际地层委员会提出并逐渐完善以全球层型剖面和层型点作为确定全球地质年代表中各等级年代地层单位界线的唯一标准。全球层型剖面和层型点（Global Stratotype Section and Point）简称界线层型（GSSP），俗称“金钉子”。显生宇以下系的界线以同位素年龄值定义，称为全球标准地层年龄（Global Standard Stratigraphic Age），简称 GSSA。一个年代地层单位的层型一旦确立，其顶、底界的年龄和域值就不可随意改动。例如，中新统的顶、底界年龄分别是 5. 332Ma 和 23. 03Ma，其域值是 17. 698Ma；在非层型剖面，中新统的下限年龄不可大于 23. 03Ma，上限年龄不可小于 5. 332Ma，域值不可大于 17. 698Ma。存在部分缺失的非层型剖面的域值可以小于层型剖面的域值。目前，界线层型已成为定义显生宇全球年代地层单位的唯一标准，即在层型剖面，同位素年龄取决于界线（根据年代地层单位的界线测得同位素年龄）；对于非层型剖面界线，取决于同位素年龄（根据层型剖面测得的同位素年龄值来确定年代地层单位的界线），而不能以本国、本地区的某一岩性界线作为年代地层单位的界线。

在当今的地史和有关地层的文献中，很多年代地层单位的界线还存有争议（时代不同）。为什么都是根据形成时间划分的同一年代地层单位的界线会不等时呢？原因有以下几点：(1)划分依据不同，地层界线就不可能一致。例如，国际上较流行以特提斯海软体动物菊石化石 *Barriasella grandis* 的首次出现（距今 145Ma 左右）作为白垩系之底，根据欧洲海相地层中海绿石的测定又有学者提出以(130 ±3) Ma 为白垩系底，这两种方案相差达 10 多百万年。根据不同生物化石确定的侏罗纪、白垩纪界线也存有分歧。(2)不同地区地层的生物年龄相同，不等于同位素地质年龄相同。现有的年代地层单位，尤其是显生宇的系、统，主要是根据地层中化石的存在时间划分的，而不同地点含有相同化石的同一地层单位的形成时间（同位素年龄）可能存在差异。尤其是陆生生物的分布明显受生物地理区的限制，其迁移、扩散远不如海洋生物快，因此根据陆生生物化石划分的陆相地层的地质时代往往争议较大。所以地层划分对比

应考虑古生物的生态类型。(3)地史演化有突变也有渐变,因此并非各级年代地层单位到处都有明显的自然界线。对于非层型剖面如果人们都以本国、本地区的某一明显的自然界线作为年代地层单位的界线,势必造成混乱。综上所述,在非层型剖面年代地层单位的界线只有根据层型剖面测得的同位素年龄来确定,才能使不同地区同一年代地层单位的界线达到统一。

4. 研究现状

目前,国际年代地层表中还有很多"金钉子"和阶以及统级的标准地层单位尚未确立。我国地层工作者正在抓紧时机,发挥我国一些断代地层剖面的优势,利用先进的理论技术与方法,争取更多的"金钉子"落户我国,争取国际年代地层表中出现更多我国的阶和统级的标准年代地层单位。

我国大部分岩石地层单位都确定了层型剖面。由于我国优越的地层条件以及高水平的研究成果,许多地层剖面被国际地层委员会推荐为全球层型候选剖面。自从 20 世纪 90 年代浙江常山黄泥塘剖面被国际地层委员会确定为全球奥陶系达瑞威尔阶底界的层型剖面以来,我国又有一些统和阶陆续的被定为国际标准年代地层单位,如上二叠统——乐平统及其吴家坪阶和长兴阶,浙江长兴煤山剖面 27C 层底被定为全球二叠系与三叠系的界线层型剖面点(金钉子),寒武系最上面的统——"芙蓉统"和芙蓉统最下面的阶——"排碧阶"的底界被定为全球层型,湖北宜昌黄花场剖面被定为中奥陶统与下奥陶统的界线层型剖面("金钉子"),等等。经过地层工作者的辛勤努力,世界上将会有更多的层型确立在我国。

(二)标准剖面

地层单位或地层界线从层型向外延伸是通过对比实现的。一个地层单位通常有一个层型。距离层型剖面较远的地区常常难以直接以层型剖面作为地层划分对比的标准,所以要建立地区性的标准剖面。标准剖面(Standard section)即根据层型在其他地区选定的,可作为某一地区地层划分对比标准的典型剖面。实际上,标准剖面是层型剖面的延伸,它应具备层序相对正常齐全、化石较丰富、研究详细、地质构造简单等特点(力求排除由于褶皱、断裂等构造变动造成的地层重复、缺失、倒转的影响)。标准剖面应该选在适当的位置,有一定的代表性,以便对研究区有一定的控制作用。在大范围内,标准剖面往往是几个剖面综合而成的。如我国寒武系的标准剖面由滇东和山东张夏等剖面综合而成。

第四节　地 层 区 划

地壳运动的不平衡性,古地理、古气候条件的差异,古生物群的差异等均可造成不同地区地层发育特点的差异,因而产生了地层分区。通过地层划分对比,建立各个地区的地层系统,比较各个地区地层发育的特点,找出其共性和特性,阐明其原因,然后划分出各个不同的地层区域,即为地层区划(Stratigraphic regionalization)。1959 年,第一届全国地层会议提出了地层区划决议及地层区划准则,以后又有不少研究者提出了地层区划的方案或意见。

地层区划的作用在于:(1)正确反映各地区地层发育的总体特征,以便了解各地质时期地层沉积类型的空间展布及其在时间上的发展变化;根据地层区划可编制各区域地层对比表,建立标准地层剖面,以便统一规划部署全国的地层工作,从而指导地层区测工作和成层矿产的勘探与开发。(2)地层区划还可验证构造单元的划分,为区域地质发展史的研究提供依据。地层区划是确定岩石地层单位"群"或"组"之适用范围的重要标准。

地层区划一般依据下列原则:(1)地层发育的总特征(如沉积地层的组合性质、厚度及其变化情况等);(2)地层层序及接触关系;(3)岩性组合及其厚度变化(包括矿产);(4)岩浆活动、区域变质及剥蚀作用等情况;(5)古生物组合及其发育情况。图2-21表示依据化石生态、沉积特征划分的我国南部寒武纪地层分区。

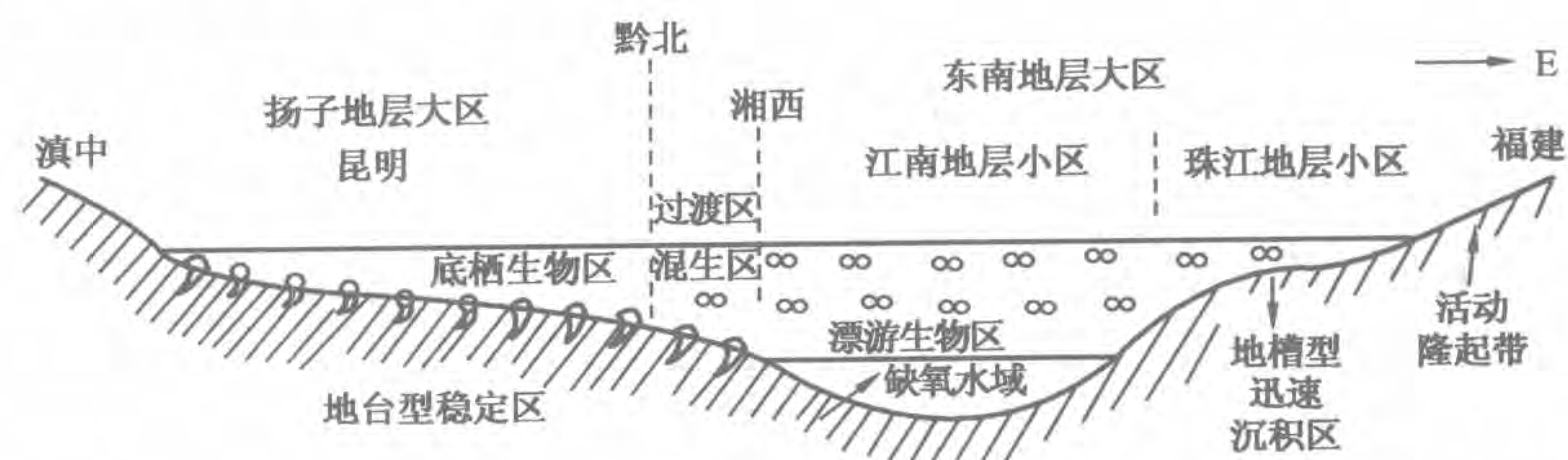


图2-21 中国南部寒武纪地层分区剖面示意图(据卢衍豪,1974,有改动)

同一地层区地层发育的总体特征一致。不同地层区地层总体特征的差别受多种因素的控制,主要是地壳的活动性、古地理和古气候条件及受这些条件影响而产生的古生物群落变化。上述这些构成了地层区划的基本原则,所以地层分区不同于单一的构造分区和某一时期的沉积相分区。

地层区划一般分为两类:一是以系为单位,根据地层发育特点进行地层区划;另一类是综合各个系,甚至考虑从老到新全部地层的发育特点进行地层区划,称为综合地层区划。

综合地层区划一般分为地层区、地层分区和地层小区三级。地层区又称一级地层区或地层大区,大体上相当于大地构造分区的一级构造单元(或构造域)。确立一级地层区的原则是首先考虑构成基底构造的老地层的相似性,由于许多地区构成基底构造的老地层情况不明,因而主要考虑古生代地层的相似性。同一地层区内的系级地层单位一般可追溯对比,统级地层单位基本可追溯对比。我国地层发育总体上受构造阶段控制,以晋宁造山期(900~800Ma)和印支造山期(230~200Ma)为界分为三大阶段。根据晋宁期和印支期之间以古生界为主的地层特征可划分出与构造域相当的十个地层大区:阿尔泰—兴安大区、天山准噶尔大区、内蒙古松佳大区、塔里木北山大区、阿拉善华北大区、昆仑秦祁大区、羌塘三江大区、扬子大区、藏中南滇西大区和华夏大区(王鸿祯,1999)。二级区划即地层分区,是地层区的进一步划分,主要依据中生界和新生界的发育特点,一般相当于大地构造分区的二级构造单元。同一地层分区内的统级地层单位在岩相和生物组合上可追溯对比,组级地层单位基本可追溯对比。三级地层区划即地层小区,是地层分区的进一步划分,主要考虑中生界和新生界的发育特点,同时也考虑生物带、岩相带和含矿性等特点。同一地层小区内的组级乃至段级地层单位在岩相和生物组合上可追溯对比。

第五节 年代地层表(地质年代表)

科学发展和社会进步使人们更加重视从全球角度来认识和理解地球各圈层的历史变迁及其演化规律,资源和生态环境问题也促使人类更加关注全球的变化。要进行这些全球性的探索,就必须有统一的时间标尺——国际地层表(表2-5)。因为有了统一的标准,才便于研究同一个纪或同一个世等相同时间间隔内的生物演化及古地理、古气候、古构造变化等各种地质问题。

表2-5 国际地层表

(据国际地层委员会)

宇	界	系	统	阶	年龄 Ma	GSSP
显生宇	新生界	第四系①	全新统		0.0117	✓
			更新统	"上更新统"	0.126	
				"伊奥尼雅阶"	0.781	
				卡拉布里雅阶	1.806	✓
		新近系	上新统	格拉斯阶	2.588	✓
				皮亚琴察阶	3.600	✓
				赞克尔阶	5.332	✓
			中新统	梅辛阶	7.246	✓
				托尔通阶	11.608	✓
				塞拉瓦尔阶	13.82	✓
				兰哥阶	15.97	
				布尔迪加尔阶	20.43	
				阿启坦阶	23.03	✓
		古近系	渐新统	夏特阶	28.4±0.1	
				鲁培尔阶	33.9±0.1	✓
			始新统	普利亚本阶	37.2±0.1	
				巴尔通阶	40.4±0.2	
				鲁帝特阶	48.6±0.2	
				伊普里斯阶	55.8±0.2	✓
			古新统	坦尼特阶	58.7±0.2	✓
				塞兰特阶	~61.1	✓
				丹尼阶	65.5±0.3	✓
	中生界	白垩系	上白垩统	马斯特里赫特阶	70.6±0.6	✓
				坎潘阶	83.5±0.7	
				三冬阶	85.8±0.7	
				康尼亚克阶	~88.6	
				土仑阶	93.6±0.8	✓
				赛诺曼阶	99.6±0.9	✓
			下白垩统	阿尔布阶	112.0±1.0	
				阿普特阶	125.0±1.0	
				巴雷姆阶	130.0±1.5	
				欧特里夫阶	~133.9	
				凡兰吟阶	140.2±3.0	
				贝利阿斯阶	145.5±4.0	
		侏罗系			145.5±4.0	
			上侏罗统	提塘阶	150.8±4.0	
				基末利阶	~155.6	
				牛津阶	161.2±4.0	
			中侏罗统	卡洛夫阶	164.7±4.0	
				巴通阶	167.7±3.5	✓
				巴柔阶	171.6±3.0	✓
				阿林阶	175.6±2.0	✓
			下侏罗统	土阿辛阶	183.0±1.5	
				普林斯巴阶	189.6±1.5	✓
				辛涅缪尔阶	196.5±1.0	✓
				赫塘阶	199.6±0.6	
		三叠系	上三叠统	瑞替阶	203.6±1.5	
				诺利阶	216.5±2.0	
				卡尼阶	~228.7	✓
			中三叠统	拉丁阶	237.0±2.0	✓
				安尼阶	~245.9	
			下三叠统	奥伦尼克阶	~249.5	
				印度阶	251.0±0.4	✓
	古生界	二叠系	乐平统	长兴阶	253.8±0.7	✓
				吴家坪阶	260.4±0.7	✓
			瓜德鲁普统	卡匹敦阶	265.8±0.7	✓
				沃德阶	268.0±0.7	✓
				罗德阶	270.6±0.7	✓
			乌拉尔统	空谷阶	275.6±0.7	
				亚丁斯克阶	284.4±0.7	
				萨克马尔阶	294.6±0.8	
				阿瑟尔阶	299.0±0.8	✓
		石炭系 宾夕法尼亚亚系	上	格舍尔阶	303.4±0.9	
				卡西莫夫阶	307.2±1.0	
			中	莫斯科阶	311.7±1.1	
			下	巴什基尔阶	318.1±1.3	✓
		石炭系 密西西比亚系	上	谢尔普霍夫阶	328.3±1.6	
			中	维宪阶	345.3±2.1	✓
			下	杜内阶	359.2±2.5	✓

续表

宇	界	系	统	阶	年龄 Ma	GSSP
					359.2±2.5	
显生宇	古生界	泥盆系	上泥盆统	法门阶	374.5±2.6	√
				弗拉阶	385.5±2.6	√
			中泥盆统	吉维特阶	391.8±2.7	√
				艾菲尔阶	397.5±2.7	√
			下泥盆统	埃姆斯阶	407.0±2.8	√
				布拉格阶	411.2±2.8	√
				洛霍考夫阶	416.0±2.8	√
		志留系	普里道利统		418.7±2.7	√
			罗德洛统	卢德福特阶	421.3±2.6	√
				高斯特阶	422.9±2.5	√
			文洛克统	侯墨阶	426.2±2.4	√
				申伍德阶	428.2±2.3	√
			兰多维列统	特列奇阶	436.0±1.9	√
				埃隆阶	439.0±1.8	√
				鲁丹阶	443.7±1.5	√
		奥陶系	上奥陶统	赫南特阶	445.6±1.5	√
				凯迪阶	455.8±1.6	√
				桑比阶	460.9±1.6	√
			中奥陶统	达瑞威尔阶	468.1±1.6	√
				大坪阶	471.8±1.6	√
			下奥陶统	弗洛阶	478.6±1.7	√
				特马豆克阶	488.3±1.7	√
		寒武系②	芙蓉统	第十阶	~492*	
				第九阶	~496*	
				排碧阶	~499	√
			第三统	古丈阶	~503	√
				鼓山阶	~506.5	√
				第五阶	~510*	
			第二统	第四阶	~515*	
				第三阶	~521*	
			纽芬兰统	第二阶	~528*	
				幸运阶	542.0±1.0	√

	宇	界	系	年龄 Ma	GSSP GSSA
				542	
前寒武系	元古宇	新元古界	埃迪卡拉系	~635	√
			成冰系	850	√
			拉伸系	1000	√
		中元古界	狭带系	1200	√
			延展系	1400	√
			盖层系	1600	√
		古元古界	固结系	1800	√
			造山系	2050	√
			层侵系	2300	√
			成铁系	2500	√
	太古宇	新太古界		2800	√
		中太古界		3200	√
		古太古界		3600	√
		始太古界		4000	
	冥古宇（非正式）			~4600	

① 第四系的定义与更新统的修订正在讨论中。更新统的底界为1.81Ma（卡拉布里雅阶的底），也可能下延至2.59Ma（格拉斯阶的底）。本表根据国际地层委员会最新意见，在第四系的底界被正式确定之前，将该系的底界置于卡拉布里雅阶的底。

② 表中寒武系带星号的单位年龄是非正式的，有待正式定义。

③ 表中斜体字为非正式地层单位。

全球标准年代地层表既无间断又不重复，它把整个地质时期的所有地层都囊括进去，是确定各个地区所有岩石的形成年代及其与地质历史相互联系的标准参照尺度。地质年代表既能用于局部地区，又能通用于全球，是联系地学各专业的纽带。没有全球标准年代地层表，就不能确切地了解漫长地质历史时期不同地区各种地质事件的关系。

研究表明，同一个地区往往是同一时期接受沉积，另一个时期遭受剥蚀，任何地区的地层剖面都会缺失某些时代的地层；同一时期往往是一个地区接受沉积，另一个地区遭受剥蚀。气候事件的影响可能波及全球，但是记录该事件的沉积物却是有限的。几乎没有一个地层是覆盖全球的。综上所述，任何一个国家和地区的地层都不是完整无缺的，不同地区的地层发育特征也不可能完全相同，为了建立大区域乃至全球的地层系统，就要将各地的地层剖面进行综合对比研究，把全球各地区出露的地层按时间顺序综合排列起来，将地球上年代最老到最新的岩石所代表的时间阶段排成先后顺序，才能形成完整的年代地层序列。所以全球年代地层表的建立和充实完善有赖于合理而详细的地方性区域年代地层表的确立。我国地层工作者还在不断完善反映我国地层特点的区域性的中国年代地层表，以“使我国有更多的具有优势的阶进入全球标准年代地层表”（寿嘉华，2000），争取有更多的界线层型剖面点建立在中国。

19世纪以来，由于生产实践的需要，地层划分对比工作进展迅速，世界各地都先后建立了区域地层系统。通过地区间的对比及互相补充，到19世纪晚期已建立起世界性的标准地层表及与地层系统相对应的地质时代表。从此，地层学步入了系统化、科学化的轨道。此后，随着同位素年代学、事件地层学、古地磁学等学科的发展及层型剖面的研究，年代地层（地质年代）表的内容不断充实完善，在整个地球科学的发展中发挥了重要作用。

国际年代地层（地质年代）表是通过全球性的地层划分对比，结合同位素测年及全球性构造演化阶段等多种资料综合得出的，它是许多地质学家长期探索的结晶。但是，现有的地质年代表还需进一步完善和发展，例如太古宇、元古宇的划分还很粗略。虽然显生宇的界、系和大部分统级年代地层单位能够在全球范围内有效地延伸，但是低级别的划分还有很多没有达到全球统一。每一级年代地层单位及其界限都应该有一个全球公认的模式剖面（标准地层单位），但是，在今天的国际地层表中，系主要是根据欧洲的地层建立的，有较大局限性，有些系的分界及系内的划分仍需研究，还有很多“金钉子（GSSP）”和阶以及统级的标准地层单位尚待确立。

第三章　地层的沉积方式及沉积环境

地层多为沉积形成，地层学的许多概念和原理都是通过对沉积作用的认识提出来的。了解沉积地层的形成方式和沉积环境，对于掌握各类地层单位的性质、不同地层单位之间关系和地层划分对比等地层学的有关概念原理及岩相古地理研究有重要意义。

第一节　地层的沉积方式

地层的沉积作用方式主要有纵向和横向堆积作用、生物筑积作用、旋回沉积作用等。

一、纵向和横向堆积作用

(一)概念

纵向堆积作用(Vertical accumulation)也称垂向加积，指由于重力作用沉积物自上而下降落依次沉积在盆地底部的过程。悬浮在水中的沉积物自上而下自由降落，使地层逐层、水平叠覆。纵向堆积作用形成的地层时间界面水平或近水平，与岩性界面平行[图3-1(a)]。

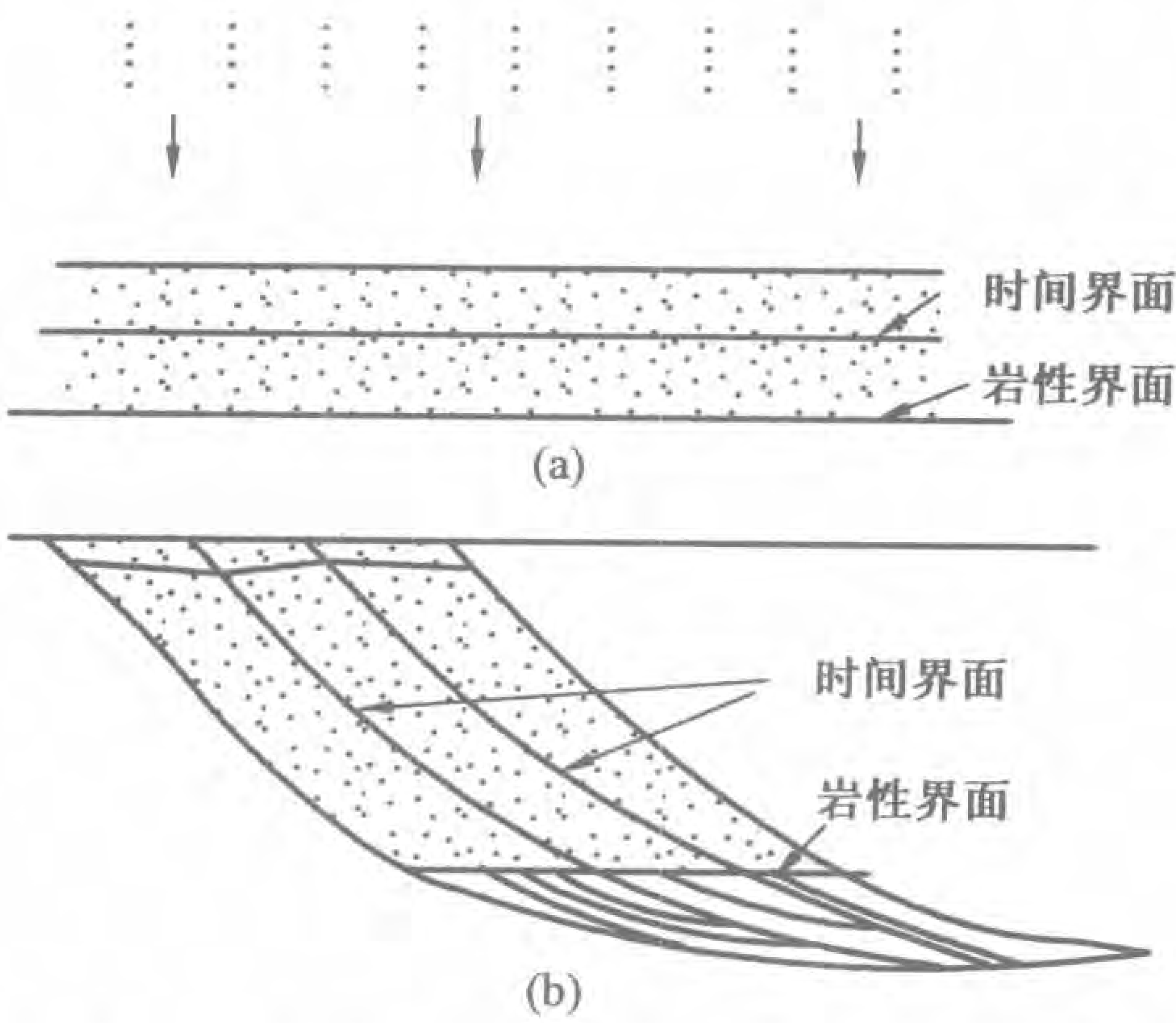


图3-1　沉积地层的不同加积方式及时间界面与岩性界面的关系(据刘本培等,1996)
(a)垂向加积;(b)侧向加积

横向堆积作用(Lateral accumulation)[图3-1(b)]也称侧向加积，是指碎屑颗粒在搬运过程中沿搬运方向移动，随着搬运介质的能量衰减而沉积下来，即沉积物从一个点开始，沿着侧向逐层沉积。横向堆积作用是沉积地层形成的主要方式，如曲流河道的侧向加积、以河流作用为主的三角洲沉积等。

在曲流河的发展过程中，河道受侧向侵蚀向凹岸迁移并在凸岸沉积，导致凸岸点沙坝向凹岸方向迁移，同时天然堤、洪泛平原等也随之迁移，造成沉积物的时间界面倾斜、与岩性界面有一定的角度[图3-2(a)]。以河流作用为主的三角洲、海滩和障壁沙坝具有类似的沉积作用过程。障壁沙坝在向海推进的过程中，在潮间带和平均低潮线至波基面之间的潮下带主要沉积中、粗粒物质，至深水部位主要沉积粘土等细粒物质，因此造成时间界面和岩性界面不一致[图3-2(b)]。从更大范围来看，海平面的升降、沉积基底的构造升降等原因都能引起相对海平面的变化，从而造成海平面向大陆方向侵进或向海洋方向退却，导致地层向大陆方向超覆，或向海洋方向退覆。由于海侵、海退都是逐渐的，所以每个岩层的向海一端和向陆一端不可能同时形成。

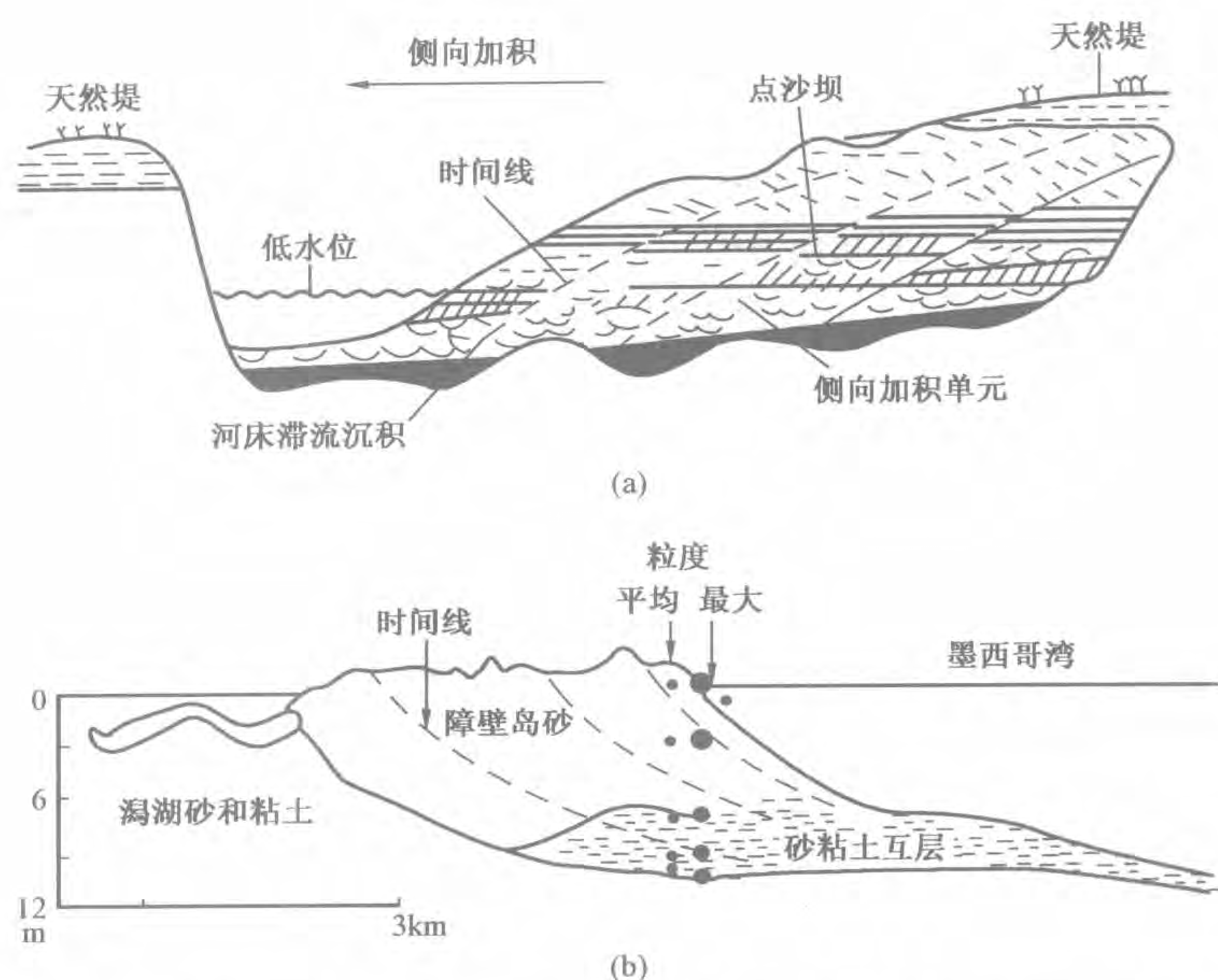


图3－2　曲流河侧向迁移(a)和障壁沙坝向海推进造成侧向加积(b)
(转引杜远生等,1998)

(二)纵向堆积作用和横向堆积作用在地层学中的意义

纵向堆积作用是绝大多数地质学家所持的传统概念,在纵向堆积作用的传统概念指导下,产生了地层层序律、地层连续律和地层水平律等一系列传统地层学的原理和定律。依地层层序律(地层叠覆律),地层的原始层序都是下老上新,传统地层学曾把它当作地层学的普遍原理,甚至将其用于论证岩石地层单位"组"的同时性。而现代沉积研究表明,纵向堆积作用主要发生在悬浮沉积的情况下,如深湖及远洋悬浮沉积、火山灰沉积等,它们符合上述传统地层学原理。但是纵向堆积作用的范围有限,所以上述传统地层学原理的应用也必然受到限制。例如,就局部地区或一个单层的纵向序列而言,叠覆原理是适用的,但在大范围的地层研究时则应慎重使用。

依地层水平律,现在人们看到的非水平地层是后来的构造运动改造而成的,而现代沉积研究表明,沉积物是否原始水平与盆地底盘的地形尤其是与地层的沉积方式有关。沉积地层形成的主要方式——横向堆积作用形成的地层时间界面与岩性界面通常不一致或斜交[图3－1(b)],此即穿时普遍性原理。穿时普遍性原理认为,所有横向堆积作用形成的地层都是穿时的。

二、生物筑积作用

生物筑积作用是生物礁地层形成的一种特殊方式。造礁生物首先形成生物格架,之后再充填填隙物。由于生物生长的向阳性和生物筑积速度较快,生物筑积作用形成的地层通常呈丘状隆起,岩层多具块状层理。生物筑积作用主要受海平面变化、生物礁增长速度、沉积基底的构造沉降等因素控制。当海平面相对下降时,生物要正常生长,必然向深水区迁移以保持适当的水深,造成生物礁向深水区侧向加积;当海平面相对稳定时,生物要持续生长,也必然向深水区侧向加积。上述两种情况形成的地层岩性界面和时间界面都不一致(具有穿时性),不符合传统的地层学原理。当海平面相对上升时,生物为了维持生存,要向上生长,从而进行垂向加积,此时地层的时间界面和岩性界面基本一致,符合传统的地层学原理。

三、旋回沉积作用

沉积环境变迁或沉积方式改变都可导致地层的沉积单元发生有规律的叠覆，从而形成沉积旋回，这就是旋回沉积作用。旋回沉积作用形成的旋回沉积序列不仅是确定地层层序、建立地层单位的重要基础，也是沉积相分析的重要依据。不同环境的水动力条件及其变化规律不同，形成的旋回沉积序列也不同（图 3 −3）。

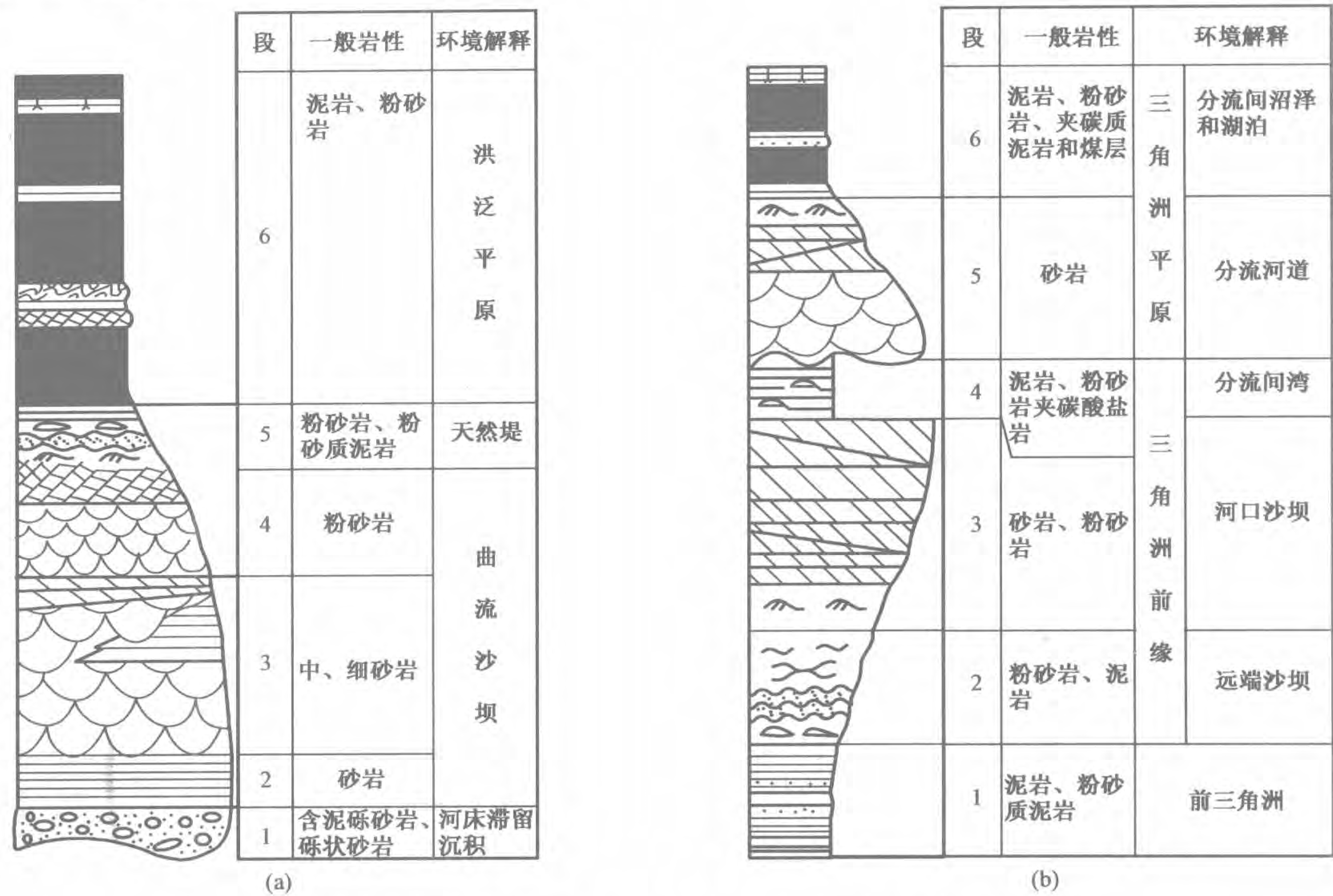


图 3 −3　不同沉积环境中环境单元侧向迁移形成的沉积序列

（据《沉积构造与环境解释》编写组，1984，有改动）

（a）曲流河沉积序列；（b）河控三角洲沉积序列

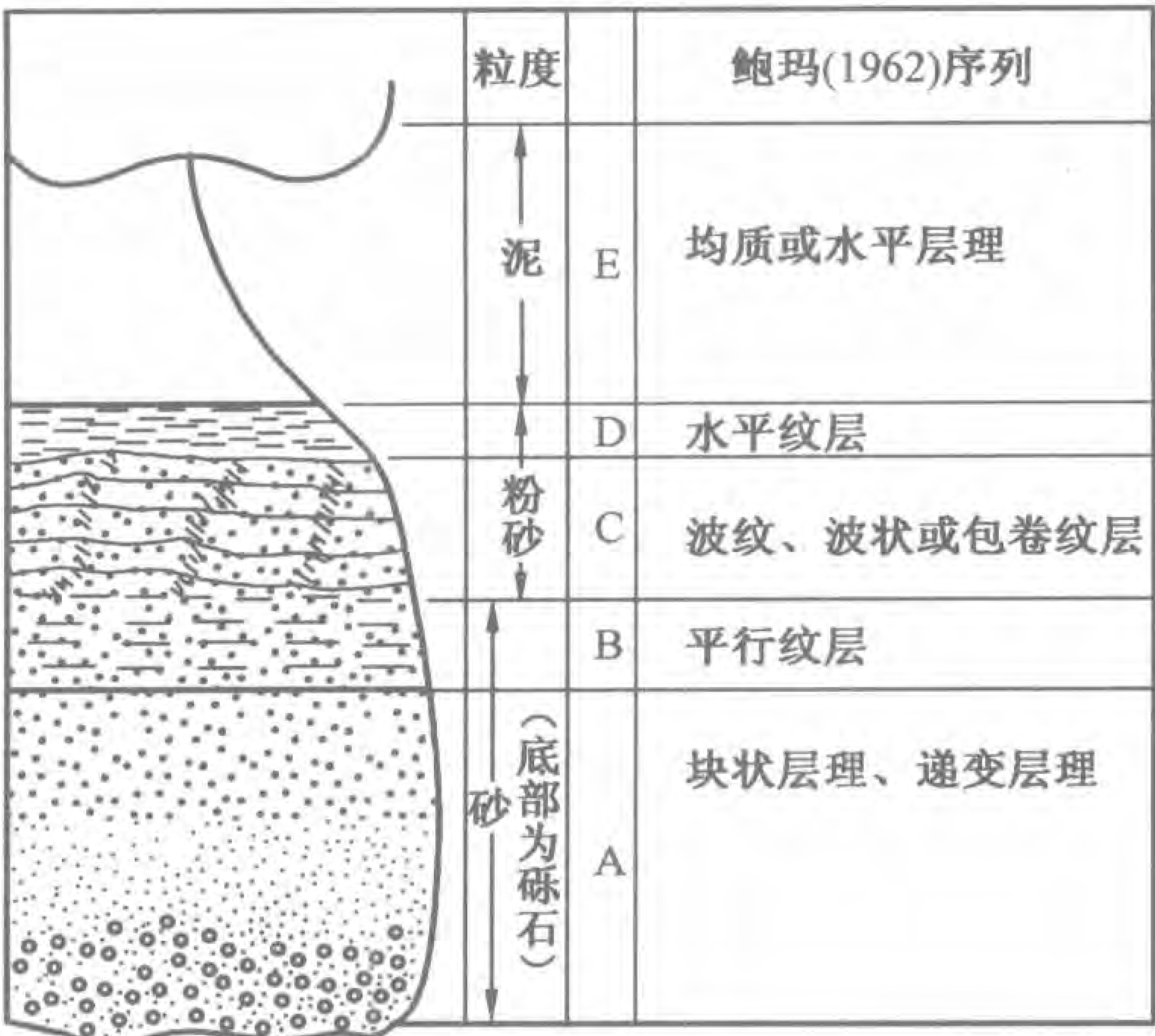


图 3 −4　浊流沉积的鲍玛序列

（据 Middleton 等，1976）

控制地层旋回沉积作用的因素主要有环境单元变化造成的水动力条件、物理化学条件、生物条件的变化、海平面升降、沉积物源性质、盆地基底的构造活动、古气候的变化等。根据成因，旋回沉积作用可分为不同的类型，例如生物筑积作用等沉积体自身作用为主的旋回沉积作用、曲流河的侧向加积作用、三角洲等由于沉积盆地内环境单元变迁形成的旋回沉积作用。海平面升降变化引起的水进或水退造成地层的旋回性既可以形成旋回沉积序列，也可破坏先形成的旋回沉积序列，使地层复杂化。浊流作用使沉积方式发生变化形成的鲍玛序列（图 3 −4）属于突发性事件形成的旋回沉积。

第二节　沉积相有关概念及主要相标志

一、一般概念

(一)沉积相及相分析

沉积相即沉积环境及该环境中形成的岩石及生物等沉积特征的综合。根据地层的各种特征推断地层的形成环境称为相分析。

莱伊尔的现实主义原理——“将今论古”是相分析的重要依据。但是,地质作用赖以进行的环境条件是随着时间的推移不断变化的,所以,运用现实主义原理进行相分析时,不可机械地套用现代模式。例如,元古宙的碳酸盐潮坪叠层石广泛发育,而显生宙因食藻生物的繁盛,叠层石的分布范围和数量都明显下降。又如,从志留纪晚期开始,陆地上才逐渐有植被覆盖,而有无植被覆盖对风化、剥蚀及沉积等作用有巨大影响,它必然反映到沉积相上。所以,运用现实主义原理进行相分析时,应遵循辨证和历史发展的规律进行现实类比分析,不仅要注意古、今地质作用的相似性,还要考虑其差异性,而且距今年代越久远,差异越大。此外,还要考虑地质历史发展既有渐变也有突变,从而对地史时期的沉积环境条件做出正确的判断。

(二)相变和相序递变规律

相变即沉积相在横向或纵向上的变化,相变是有规律可循的。19 世纪末,德国学者 Walther(1894)指出:只有那些彼此毗邻的相和相区,才能原生地重叠在一起,这就是著名的相序递变规律(瓦尔特定律)。如陆相、滨海相、浅海相、深海相可以在平面上依次出现,在垂向上它们也可以依次叠覆(图 3 -5)。在沉积环境连续渐变的情况下,人们可以根据相序递变规律来推断相在横向和纵向上的变化(当存在断层、板块俯冲等特殊情况时,相序会出现突变)。在覆盖区,了解地下的地质体常常需要钻井,而钻井成本高,掌握了相序递变规律就能根据少量钻井预测更多的地下地质情况。

(三)相模式

以相序递变规律为基础,以现代沉积环境和沉积特征的研究为依据,从大量的研究实例

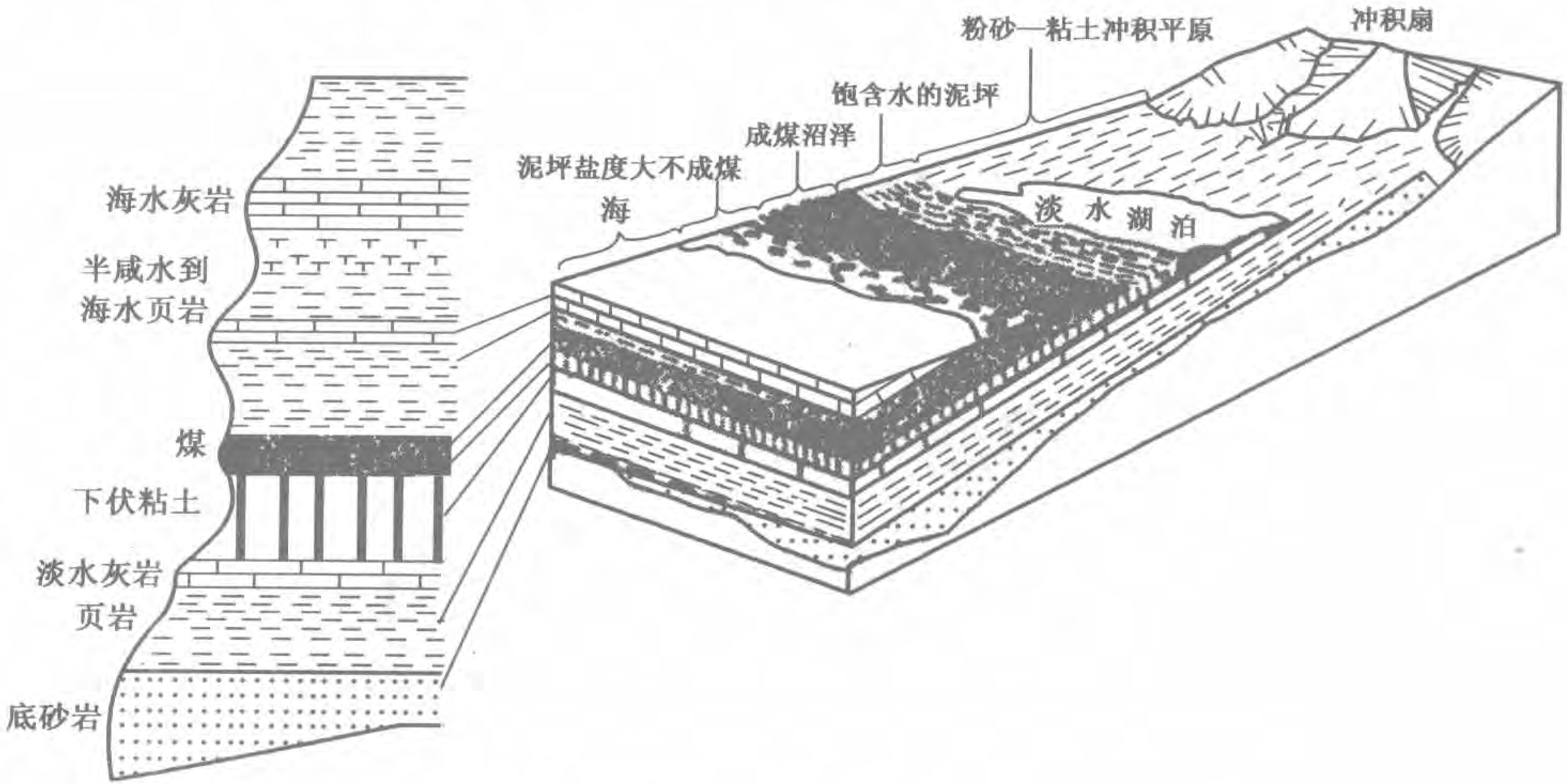


图 3 -5　瓦尔特相律示意图(据 H. Blatt 等,1980,有改动)

中，对沉积相的发育和演化加以高度的概括，归纳出带有普遍意义的沉积相空间组合，称为相模式。相模式可以起到标准和预测的作用，将地层剖面与相模式比较，即可推断其为何种沉积相乃至亚相和微相，例如根据少数钻井确定是河流相之后，即可预测其河道砂体的形态、展布方向及其宽度和厚度等特征。

二、相标志

一定沉积环境内独特的物理、化学和生物作用必然形成独特的沉积特征。能够反映沉积环境的沉积特征称为相标志，它是相分析的重要依据。下面简介一些常见的相标志。

（一）岩性标志

岩性标志包括颜色、结构、构造、岩石组分及岩石类型、岩性组合及其旋回或韵律、地球物理、地球化学等特征。

1. 颜色

粘土岩、化学岩和生物化学岩的自生色是良好的相标志。一般来说，浅色粘土岩有机质含量低，形成于浅水氧化环境；暗色粘土岩形成于沼泽和深湖等静水或深水还原环境。当岩石中具有含铁离子的矿物时，红色反映氧化环境，暗绿色反映还原环境。

2. 结构

沉积物的粒度、圆度、分选性、胶结状况等结构特征均可指示沉积环境。如泥石流等重力流沉积为分选极差的杂基支撑结构。一般来说，圆度高、分选好、颗粒支撑（杂基少）反映牵引流沉积及水动力较强的环境。

3. 构造

构造包括层面构造、层理构造、准同生变形构造、化学及生物成因的构造等。

1）层面构造

层面构造主要包括反映介质流动状态的波痕、冲刷痕、压刻痕及各种暴露标志。

波痕即流水、波浪或风作用于非粘性沉积物表面留下的波状起伏痕迹，常见于风、流水或波浪可及的沉积物表面。

冲刷痕即水流在下伏沉积物，尤其是泥质沉积物表面，冲蚀形成的槽状痕迹。

压刻痕即沉积物中的粗粒物质在下伏沉积物顶面刻划出的各种痕迹，是重力流沉积常见的沉积构造。

若沉积物间歇性的暴露于大气中，就会在沉积物表面形成干裂、雨痕、石盐假晶等沉积构造（图 3 -6、图 2 -12），它们通常反映盆地边缘的间歇性暴露环境，如潮上带、湖滨等浅水环境。

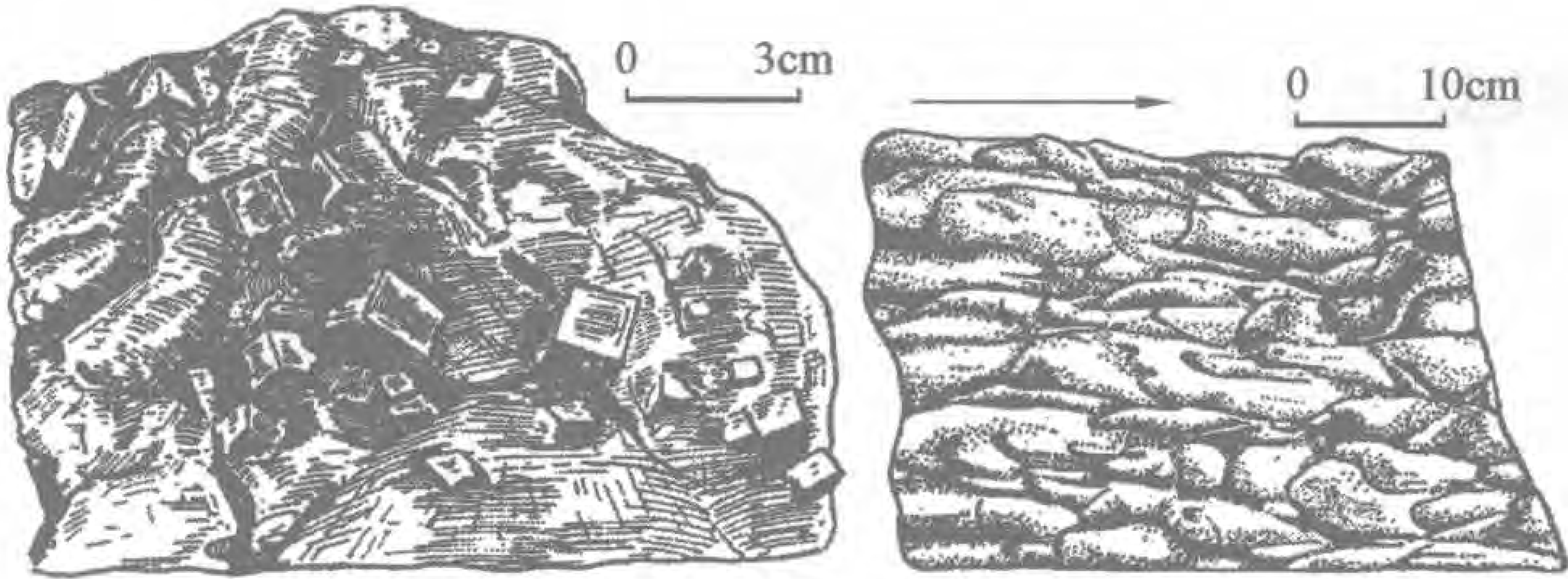


图 3 -6　层面构造示意图（据何起祥，1978）

2)层理构造

层理构造(图3-7)即沉积物的颜色、结构、成分等沿垂向变化显示出来的层状构造,根据形态和成因主要分为交错层理、水平层理和平行层理、块状层理、均质层理、递变层理等。层理构造可反映水动力特征和水流方向。

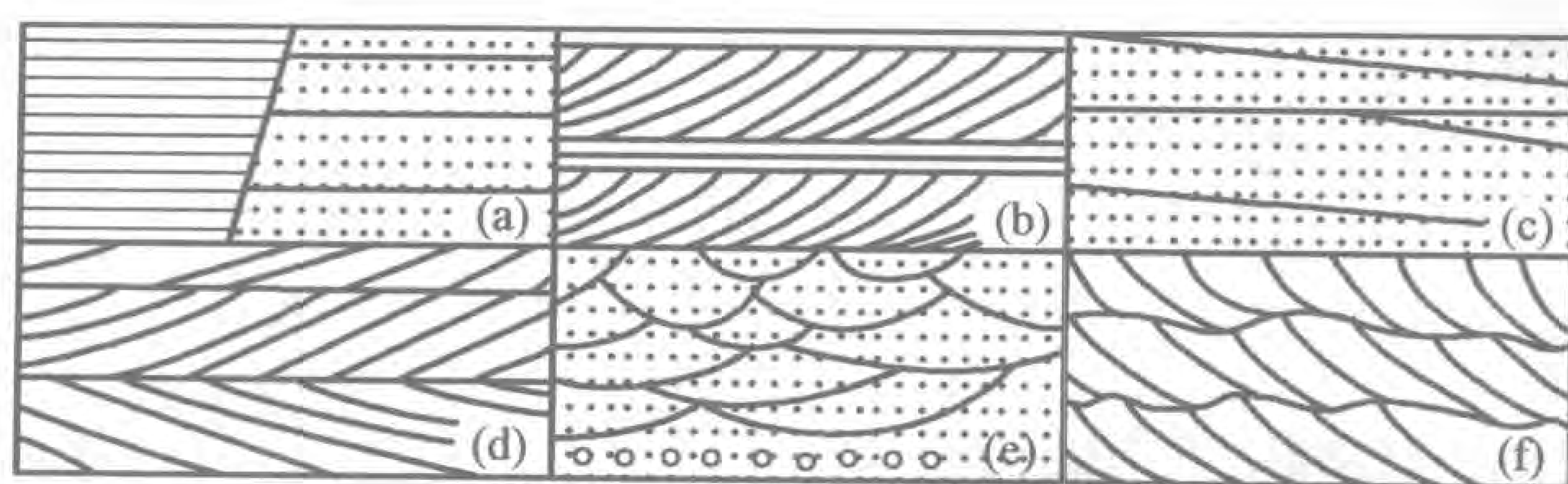


图3-7 层理构造示意图(据刘本培,1986)

(a)水平层理(左)和平行层理(右);(b)板状交错层理;

(c)楔状交错层理;(d)羽状交错层理;

(e)槽状交错层理;(f)波状交错层理

交错层理的特点是纹层与层系界面斜交。交错层理的规模大小、形态及方向等,可反映水动力特征和水流方向。如单向斜层理是搬运介质单向流动造成的,常见于河流相,而进退潮流作用则形成双向的羽状(鱼骨状)交错层理。

水平层理和平行层理的共同特点是纹层相互平行,与层面一致,区别在于平行层理是在较强的水动力条件下由连续滚动的沙粒粗细分离或含不同重矿物的纹层叠覆而成,沿纹层面容易剥开(称剥离线理),多见于底床平坦的河道、海滩等急流高能环境;而水平层理发育于细粒的泥或粉砂沉积中,多见于海、湖的深水区或闭塞海湾、潟湖及牛轭湖等低能环境。

块状层理内部成分不均一,大小混杂,反映沉积物未经分选的快速堆积,如冲积扇。

均质层理粒度均一,反映单一成分的沉积物快速堆积(如洪水期的深、浅湖沉积)或生物搅动破坏了原生层理(如生物搅动的潮坪或陆棚沉积等)。

递变层理以粒度递变为特征,其底部常具明显的冲刷面,主要有粒序递变和粗尾递变两种类型。粒序递变[图3-8(a)]是指沉积颗粒向上逐渐变细,下部不含细粒物质,一般认为它是沉积物在水流速度和强度逐渐降低的情况下沉积而成的;粗尾递变[图3-8(b)]是指层内细粒物质作为基质从下到上都有分布,但粗粒物质向上减少或变细,一般认为它是由悬浮体中大小不等的颗粒在流速降低时因重力分异整体堆积而成,在浊积岩中常见。

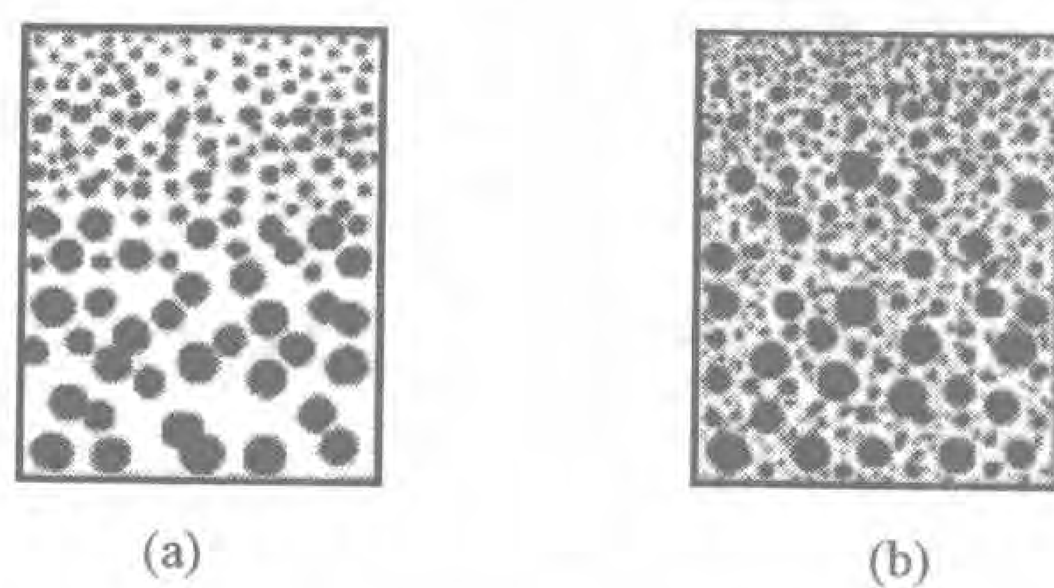


图3-8 递变层理的两种类型

(a)粒序递变;(b)粗尾递变

3)准同生变形构造

常见的准同生变形构造有负载构造、包卷层理、滑塌构造等。

差异压实及构造不稳定(如地震等)常导致上覆粗粒层下沉或下陷到下伏松软沉积层中,形成负载构造。

在原始陡倾的斜坡,沉积物下滑使原生层理变形造成滑塌构造。

沉积物快速堆积、沉积物液化侧向流动可使原生层理变形揉皱形成包卷层理[图3-9(a)]。

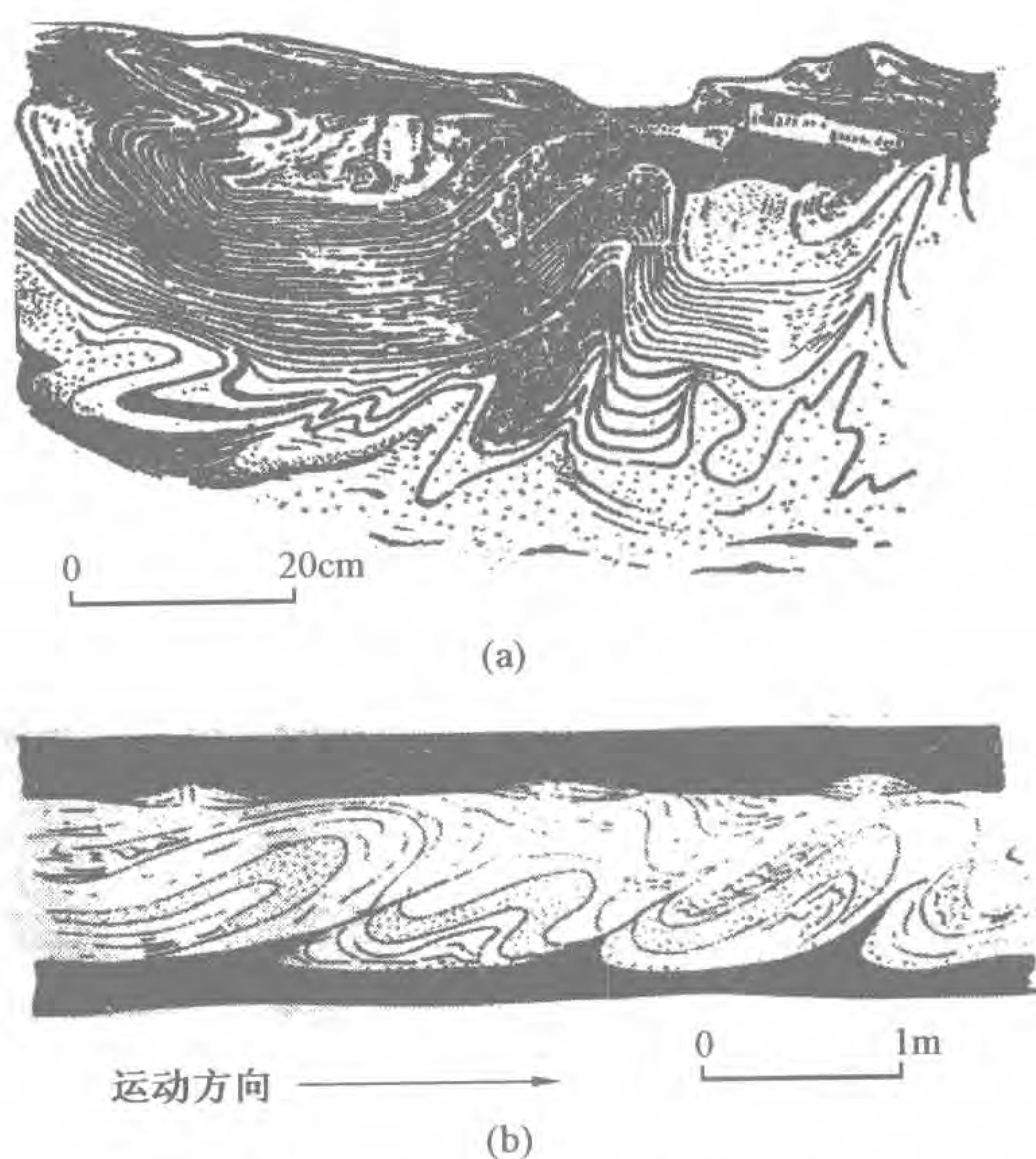


图 3－9　包卷层理和滑塌构造
(a)包卷层理(据何起祥,1978);
(b)滑塌构造(据塞利,1982)

总之,负载构造、滑塌构造[图 3－9(b)]、包卷层理等准同生变形构造常见于快速堆积(沉积物未脱水)或具有原始倾斜的沉积层中。

4)化学及生物成因的构造

化学及生物成因的构造常见鸟眼构造、叠层构造、遗迹化石等。

鸟眼构造是指石灰岩或白云岩中大小在1mm左右的蠕虫状等形状不规则的矿物充填体。一般认为它形成于潮坪环境,由藻类腐解留下孔隙或气泡,经亮晶方解石或石膏等充填而成。

遗迹化石即生物在未固结的沉积物表面活动留下的各种痕迹,对于推断沉积环境有重要意义。一般来说,浅水区物化条件不稳定,水动力复杂多变,生物要挖较深的垂直潜穴来保护自己,而深水区水动力较弱生物潜穴常常倾斜或水平[图 3－10(a)]。

叠层构造常见于碳酸盐岩,也称叠层石[图 2－12(f)]。一般认为它是由蓝藻等生物分泌粘液粘结细粒沉积物形成的一种生物—沉积构造。不同水深发育不同形态的叠层石,所以根据叠层石的形态可推测古水深,现代叠层构造发育于潮坪环境,推测地史时期的叠层构造也发育于潮坪等浅水环境。

4. 岩石组分及岩石类型

现代沉积研究表明,成岩过程中形成的新矿物——自生矿物可反映沉积介质的物理化学条件,对相分析颇为重要。如缺氧的还原环境常常发育黄铁矿;潮湿气候区常见褐铁矿、锰矿、铝土矿;冷湿气候区可有菱铁矿;石膏、岩盐则形成于干旱气候区盐度过饱和的潟湖、盐湖环境;海绿石、磷灰石主要形成于浅海环境,近海湖泊也可出现海绿石,但其总是与短暂的海水入侵有关,而且湖相海绿石具低铁、低钾、高铝等特点;粘土矿物中的高岭石一般形成于陆相酸性环境;蒙皂石、水云母则多为海相碱性环境产物。此外,岩石中的稳定同位素、微量元素及有机组分的种类和含量等地球化学特征都可作为相标志。

岩石类型可反映物源及沉积介质等沉积环境条件。如长石杂砂岩、岩屑杂砂岩为未经远距离搬运、未经充分簸选的快速沉积,纯净的石英砂岩形成于海滩等高能环境,鲕状灰岩形成于清净的动荡浅水环境,泥晶石灰岩形成于低能环境,冰碛岩反映寒冷气候,煤反映潮湿气候,蒸发岩反映干热气候。

5. 岩性组合及其旋回或韵律

单一岩性有时很难指示沉积环境,而岩性组合及其旋回或韵律(沉积序列)往往能确切的反映沉积环境。如一系列由粗变细的间断正韵律和二元结构是河流沉积的重要标志,鲍玛序列是浊流沉积的典型标志。

6. 其他标志

不同岩相在横向上有一定的共生关系。如淡水湖泊相与河流、沼泽相共生,潟湖、沼泽相可与海相共生。岩相呈同心环带状分布是湖泊沉积的典型特征。

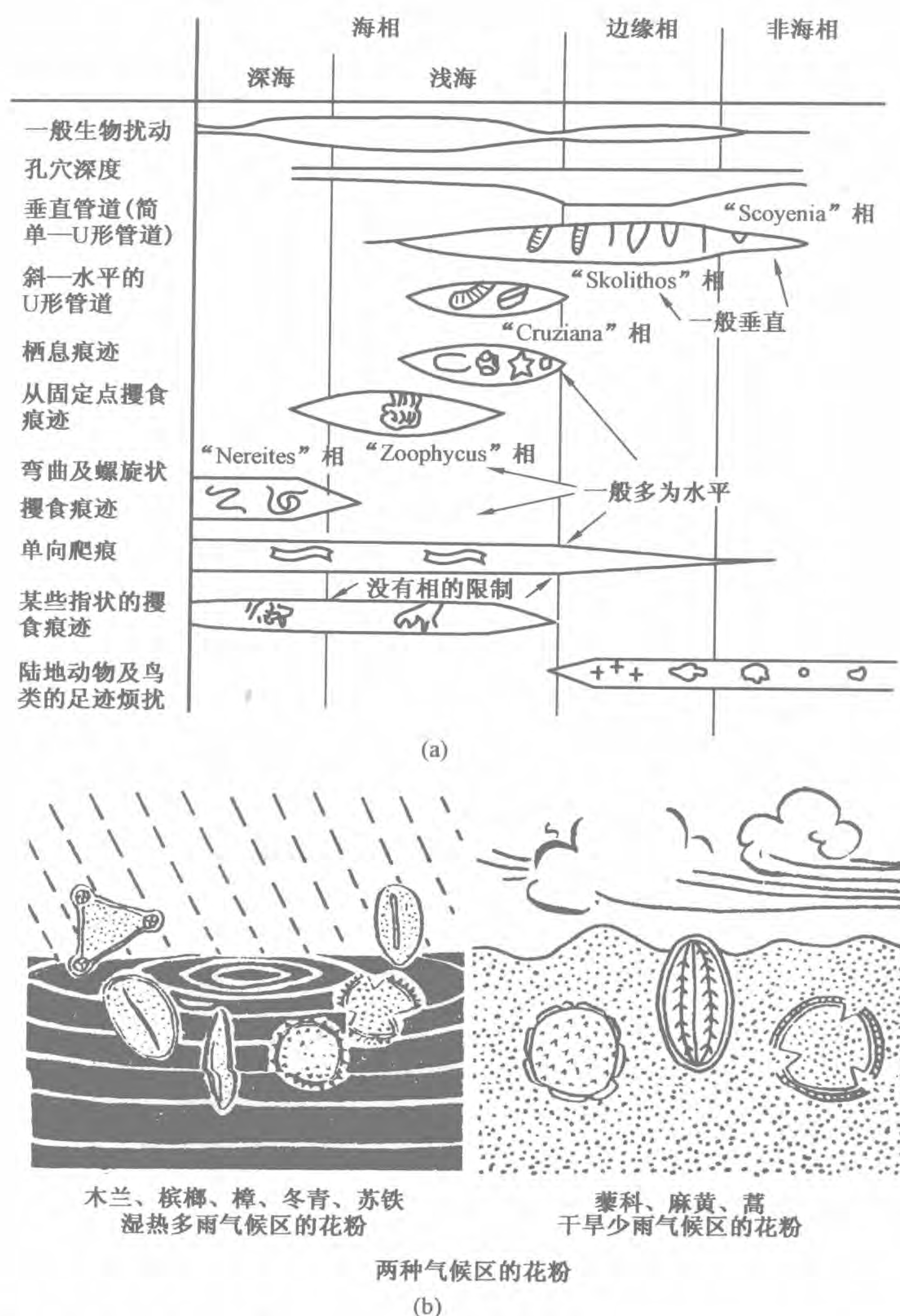


图3-10　利用遗迹化石(a)和植物孢粉化石(b)恢复古地理、古气候环境
(a)据P. H. Heckel,1972;(b)据王开发、王宪曾,1983

沉积物的横向和纵向变化、沉积体的几何形态等也可指示沉积环境。如海滩沉积体多为席状和带状,三角洲沉积体多为扇状,滨岸砾岩的砾石排列一般是长轴平行于岸线。

油田常常根据测井资料和地震剖面进行相分析。例如,地震剖面上反射同相轴的平行性、连续性、强度(振幅)、波形及显示频率等特性的变化能反映地层的生成环境与岩相等变化,所以根据地震相可推测地层的沉积相。

(二)古生物化石

能够指示沉积环境特征的古生物化石称为指相化石。底栖生物化石往往是良好的指相化石。根据化石推断沉积环境常常用"将今论古"和"形态功能分析法"。例如,现代珊瑚是海生的,由此推断含有珊瑚化石的地层形成于海洋之中。"形态功能分析法"即根据生物的形态、构造及其功能分析推断该生物化石所在地层的形成环境。如鲸的身体呈流线型,说明其游泳生活于水中。

各种生物都生活在一定的环境中。由于海陆隔绝或洋盆、海流及长期温差等各种阻绝因素可造成生物分类和演化体系的差别，从而形成不同的生物地理区。生物体的组分、结构、构造、形态及习性等都具备适应环境的特征，化石的保存也与环境密切相关，所以根据古生物化石可推断不同地质时期的陆地、湖泊、海洋及水体深浅、温度、含盐度等沉积环境，从而揭示古地理、古气候的沧桑变迁。下面举例说明古生物化石在相分析中的应用。

（1）推断海陆等古地理环境。例如，陆生动植物及淡水软体动物、淡水介形虫、淡水藻类等生物的化石反映大陆环境，放射虫、古杯、珊瑚、层孔虫、腕足、头足类、三叶虫、海百合、笔石、牙形石等生物的化石反映海洋环境，竹节石、放射虫、颗石藻等单调的浮游生物化石组合指示远洋环境。有些生物类别几乎各种环境都有分布，但是不同环境有不同的类型。例如，不同水域中的介形虫由于生态特点和对环境的适应能力不同，使不同环境的介形虫发育了不同的形态和构造（图 3－11），所以根据形态特征可以大致推断其生存环境。

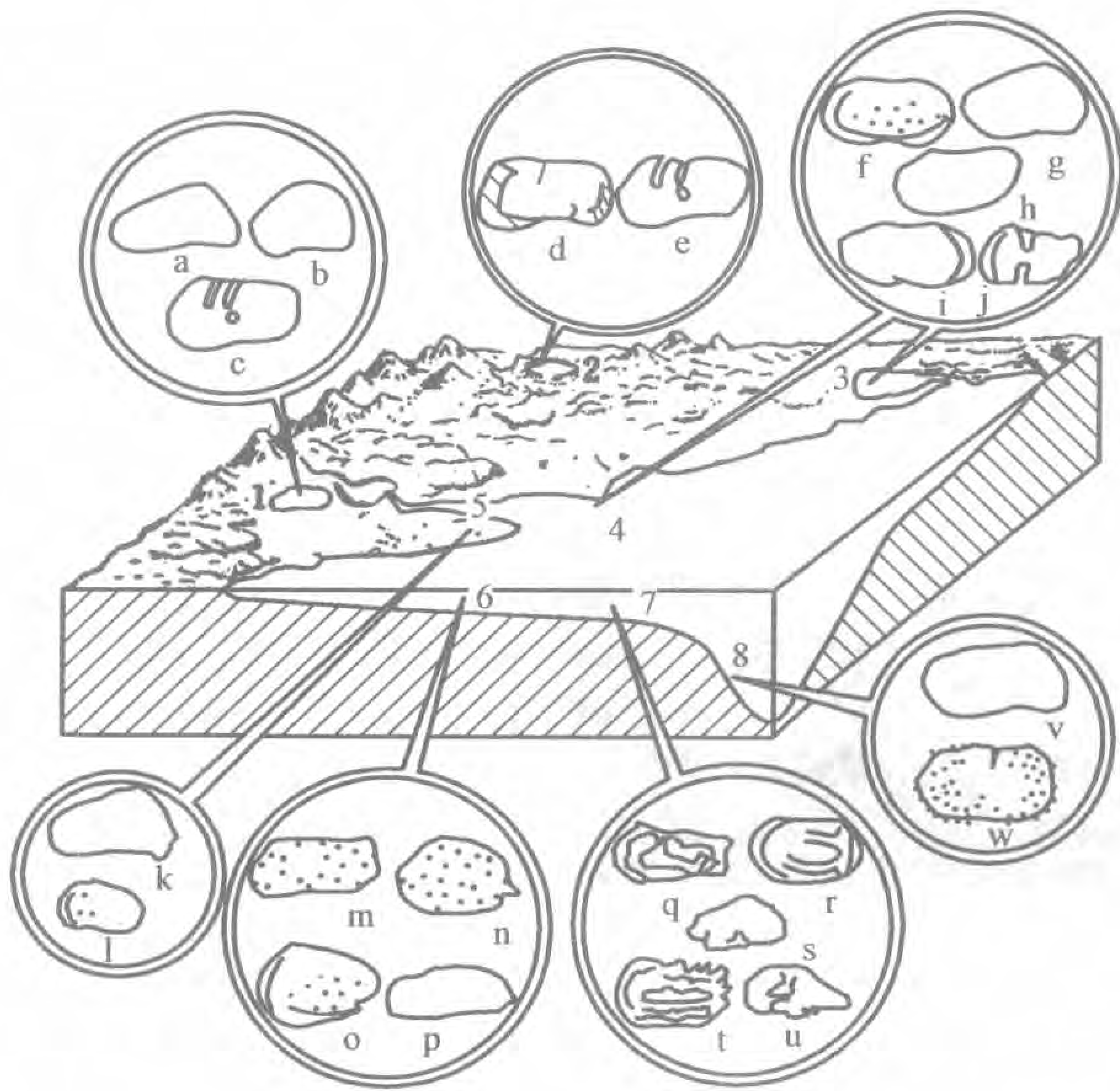


图 3－11　我国各种环境现代介形虫组合分布示意图
（据同济大学海洋地质系，1980）

1—淡水湖泊；a—玻璃介；b—丽星介；c—土星介；2—内陆盐湖；d—湖花介；e—土星介；
3—潟湖；4—河口淡化海；f—中华丽花介；g—洁面介；h—弯贝介；i—陈氏介；
j—新单角介；5—河口湾；k—玻璃介（陆相）；l—中华丽花介（海相）；6—内陆棚；
m—豆艳花介；n—耳形介；o—拟博斯凯介；p—土库曼介；7—外陆棚；q—穆赛介；
r—小花形介；s—翼花介；t—戳花介；u—鱼尾介；8—大陆斜坡；v—克利特介；w—棘艳花介

（2）恢复古温度。例如，有孔虫研究表明，冷水中的有孔虫个体较大，而生活于热带水域中的有孔虫个体较小；箭石等生物体中的氧同位素含量可作为地史温度计；造礁珊瑚、层孔虫及多数藻类都属喜暖生物，一般只生活在水温高于 20℃ 的热带、亚热带浅水海域，现代造礁珊瑚底栖于水温高于 18℃ 阳光充足的浅海，深度超过 90m 或露出海面都将停止生长，由此推断珊瑚礁所在的地层形成于盐度正常的热带、亚热带浅海。

（3）恢复古盐度。例如，珊瑚、菊石、腕足等狭盐性生物可指示盐度正常的海水。

（4）推断水体情况。例如，藻类植物光合作用需要阳光，所以其多生活于浅水中；海洋中绿藻和蓝藻生长于沿岸区的上部，水深 20～30m 以褐藻为主，它们是推断海深的极好标志。

单调的浮游生物化石组合反映滞流还原水盆，丰富的底栖生物化石组合则反映透光良好、含氧丰富、温暖的浅海或浅湖环境，化石分异度❶高常常反映适合生物生存的温暖的浅海或浅湖环境。

化石保存完好一般反映水体平静、原地埋藏，而化石破碎则说明水体动荡。沿岸带的生物壳长轴与岸线平行，有定向水流（河流、海流）的地带，化石壳长轴平行水流、尖端逆水流方向（图3－12）。

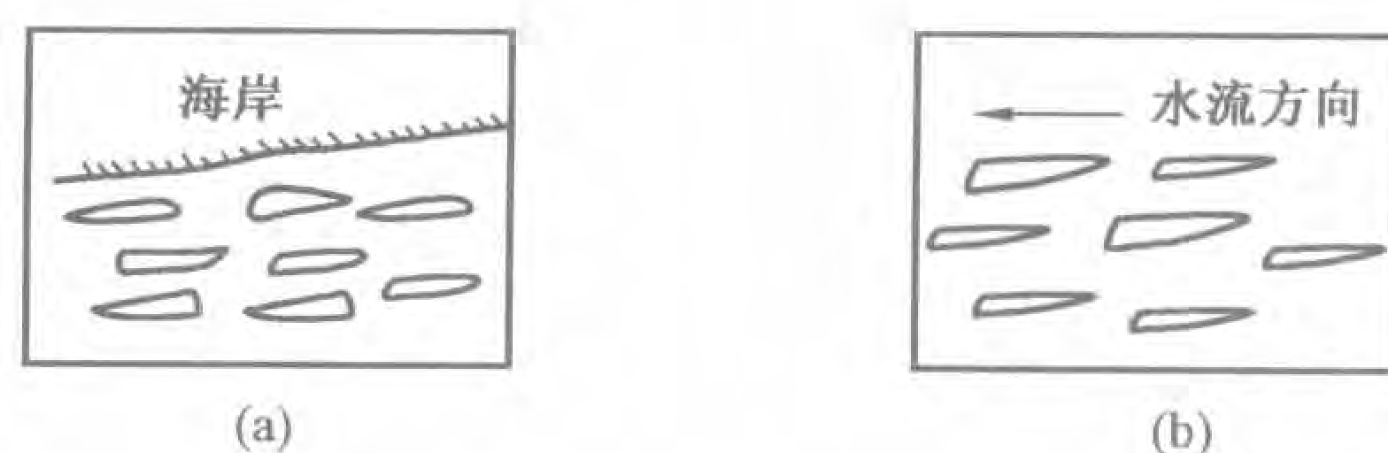


图3－12 不同水动力条件下化石的排列
(a)海岸—尖端方向不一致；
(b)尖端方向一致可指示水流方向

沉积岩中的古生物、古生态及其反映的生活环境的综合即生物相是沉积相的组成部分，是相分析的重要依据。常见的生物相有浮游生物相、壳相、礁相、混合相等。例如，笔石页岩相是一种典型的浮游生物相，它反映滞流还原海盆，因为在滞流还原海底既无其他生物破坏，又无水流搅动或氧化破坏，所以上层水域浮游生活的笔石死后沉落海底容易保存为暗色的笔石页岩相。底栖具壳生物与沉积物一起构成的生物相称壳相（若以碳酸盐沉积为主可称壳灰相），主要反映适宜底栖生物生存的开阔的滨浅海或滨浅湖环境。在滨岸带（海滨、湖滨），破碎的贝壳可堆积成壳滩相。在浅水区，浮游生物死后下沉可与底栖生物共同保存，构成混合相。在温暖的浅海区，造礁生物遗体常常堆积成礁相。

根据生物化石组合和古生态特征，“将今论古”推断沉积环境的方法称为古生态法。

陆生植物与古地理、古气候的关系更为密切。气候变化直接影响生物界及外动力地质作用，从而影响沉积盆地中烃源岩及油气储集岩的特征。所以古气候对于研究石油、天然气、煤、盐类等沉积矿产的形成和分布有重要意义。

陆生植物对气候反映极为敏感，例如，棕榈等常绿阔叶树不显年轮，是热带气候的指示植物；银杏等落叶植物年轮清晰，反映季节分明的温带气候；所谓杉不过淮水，樟不过长江主要是温度所限；蕨类植物多繁盛于潮湿气候区。根据现代植物分布可知，富含樟、木兰、龙眼等植物化石的地层形成于湿热多雨气候区，富含麻黄、菊科等植物化石的地层形成于少雨的大陆性气候区［图3－10(b)］。不同植物有不同的结构、构造及形态等特征。例如，充填于植物细胞内的二氧化硅——植硅石不仅真实地记录了其母体植物细胞的形态，而且硅化了的植物细胞在土壤中易于保存成为化石，所以近年来广泛应用于古地理、古气候研究中。又如，干旱气候区的植物多发育针状、鳞片状等小型叶，其气孔深陷或无气孔，而且常有较厚的角质层、蜡层或茸毛以反射阳光，有些旱生植物的叶肉质化，以利储水；湿生植物的叶大、薄且光滑；具有滴水叶尖是热带雨林的典型特征，等等。反之，它们可以反映古地理、古气候等自然地理环境。

在地下钻孔中，植物的生殖细胞——孢粉化石极为常见。下面以孢粉为例简述植物在沉积环境分析中的作用。

（1）根据孢粉组合推断古地理、古气候环境。

孢粉是孢子和花粉的统称。孢子是菌藻类、蕨类等孢子植物的生殖细胞，藏于孢子囊中（例如真蕨植物叶背面的褐色小点点即孢子囊）；花粉是种子植物的雄性生殖细胞，藏于裸子植物的雄球花和被子植物雄蕊的花药中。孢粉个体极小，一般25～50μm，小的不足10μm，大的异孢植物的大孢子可达200多微米。孢粉必须借助显微镜甚至电子显微镜观察，所以孢粉

❶ 分异度是指某一环境中生物种类的多少。

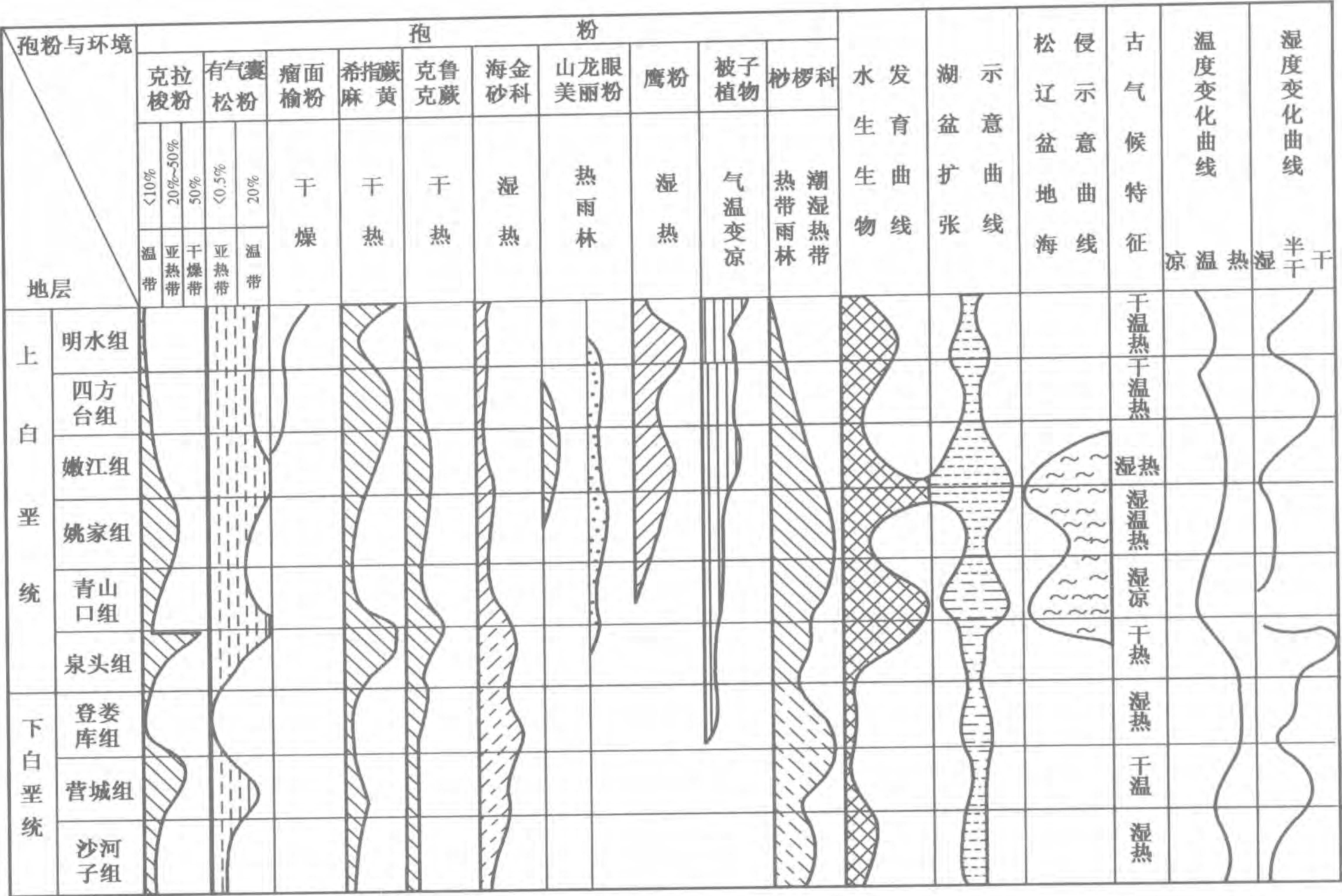


图 3－13　利用孢粉化石推断古气候和古地理变化(据高瑞祺等,1994)

化石属于微古或超微古生物的研究范畴。孢粉植物群受控于古地理、古气候等自然地理环境,反之,孢粉植物群可以反映古地理、古气候等自然地理环境[图 3－10(b)]。在油气地质研究中,孢粉化石得到了广泛的应用。例如,高瑞祺等(1994)根据孢粉化石推断松辽盆地的古地理、古气候变化情况(图 3－13)。

又如,抚顺盆地(图 3－14)古近系耿家街组常见 *Alsophilidites*、*Lygodiumsporites*、*Gleicheniidites*、*Deltoidospora*、*Polypodiaceaesporites*、*Cycadopites*、*Taxodiaceaepollenites*、*Cedripites*、*Podocarpites*、*Caryapollenites*、*Ulmoideipites*、*Meliaceoidites*、*Rhoipites*、*Proteacidites*、*Sapindaceidites*、*Peltandripites*、*Mugnolipollis*、*Liquidambarpollenites*、*Tricolporopollenites*、*Quercoidites* 等喜热植物孢粉,*Salixipollenites*、*Momipites*、*Carpinpites*、*Tiliapollenites*、*Betulaceoipollenites*、*Betulaepollenites* 等温带植物孢粉,*Ephedripites* 等旱生植物孢粉,*Alsophilidites*、*Lygodiumsporites*、*Gleicheniidites*、*Deltoidospora*、*Polypodiaceaesporites*、*Taxodiaceaepollenites*、*Salixipollenites*、*Alnipollenites*、*Proteacidites* 等喜湿植物孢粉及 *Pediastrum* sp.、*Lemna* sp. 等水生植物孢粉,*Pinuspollenites* 等针叶树花粉虽然连续出现,但含量不高,推测是附近山区搬运而来的,因为其气囊发育可以远距离传播。

同一地区同一时期出现不同生态类型的植物,说明该植物群有垂直分带现象。根据上述抚顺盆地耿家街组孢粉组合中出现的不同生态类型植物,可以推测耿家街组沉积时期抚顺地区发育淡水湖泊,*Pediastrum* sp.、*Lemna* sp. 等水生植物生长于湖泊等水体中,喜湿的 *Taxodiaceaepollenites* spp. 等植物生长于湖泊周围的泛滥平原上,附近丘陵发育了 *Betulaepollenites*、*Quercoidites*、*Caryapollenites* 等落叶、常绿阔叶树,山地上生长了 *Pinuspollenites* 等针叶树,林间、沟谷有 *Cycadopites* 等热带、亚热带树木,林下生长了 *Lygodiumsporites* 等耐阴的蕨类,在排水良好的坡地上生长了喜干的 *Ephedripites* spp. 等植物。

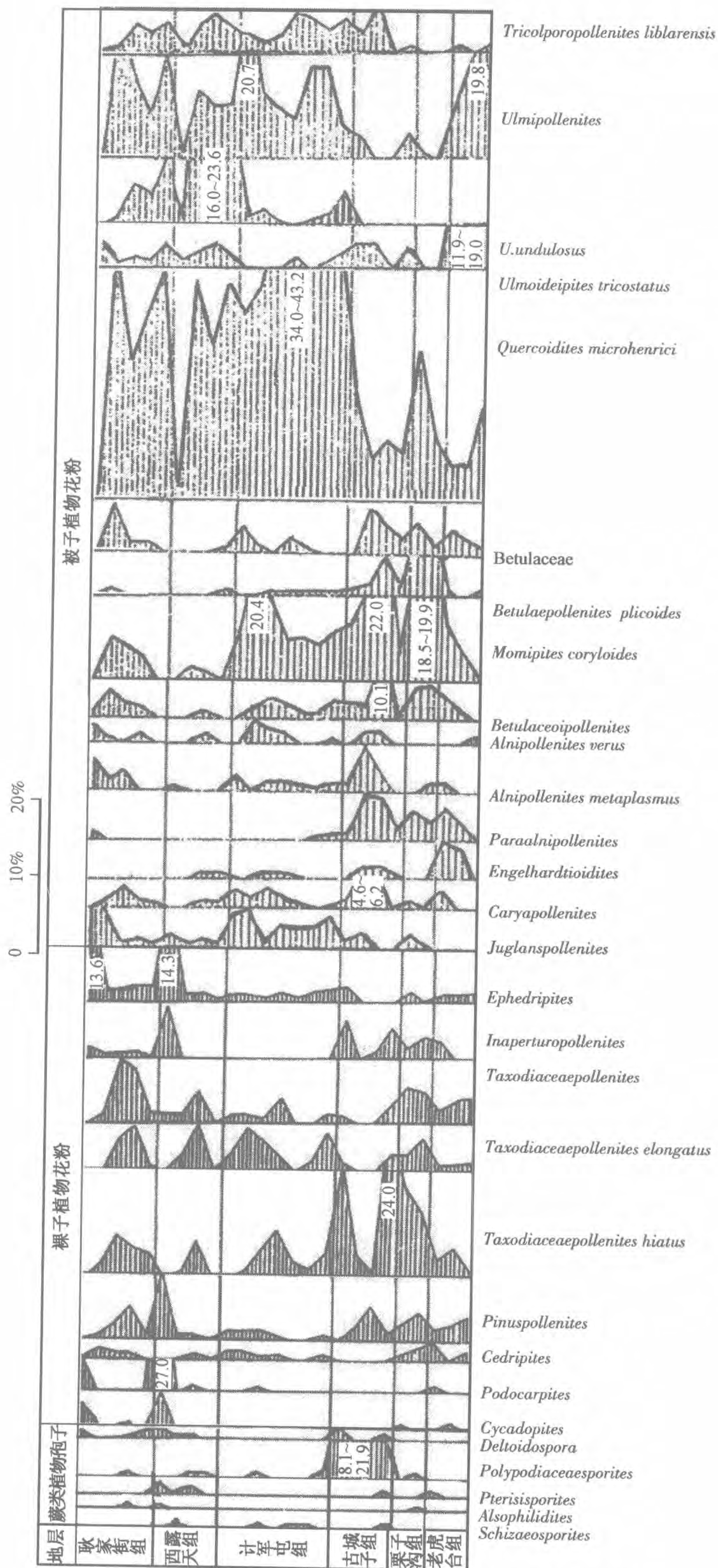


图3-14 抚顺盆地抚顺群主要孢粉化石百分含量曲线图

(2)根据化石分异度推断古地理、古气候环境。

分异度(Diversity)是指某一环境中生物种类的多样化程度。化石分异度常常作为恢复古环境的标志。分异度分为简单分异度和复合分异度。前者只计算属或种的数目;后者不仅考虑属、种的数目,也考虑种的个体数量。复合分异度可用信息函数计算:

$$D(s) = -\sum_{i=1}^{s} P_i \cdot \ln P_i$$

$$P_i = n_i/N$$

式中 $D(s)$——信息函数;

P_i——第 i 个化石种的含量,小数;

n_i——第 i 个化石种的个体数;

N——样品中同类化石的总数;

s——样品中某类化石的种数。

如果计算属的分异度,将 s 换为 G 即可。

分异度的高低直接受控于自然地理环境。复合分异度的高低由简单分异度和优势度决定。优势度即每个种个体数量分布的均匀程度。若种的个体数量分布不均匀,优势度就高。若环境适宜,各类植物都繁盛,简单分异度高,优势度低,复合分异度高;反之,若环境特殊,则会导致个别适宜该环境的生物大量发育,其他生物不发育,使优势度升高,简单分异度低,复合分异度也低。

例如,甲、乙两块样品,假设每个样品都包括 10 个种,共 200 个化石。甲样品中有 1 个种占了 91%,其余 9 个种各占 1%,而乙样品中 10 个种各占 10%。这两块样品的简单分异度虽然没有差别,但是甲样品的优势度高,复合分异度低,而乙样品则优势度低,复合分异度高,说明乙样品的形成环境更适宜生物生存。

此例表明,在推断沉积环境方面,复合分异度比简单分异度效果好。分异度高即生物多样化程度高说明该环境适宜生物生存,例如浅海、浅湖等。有些环境,例如潟湖,因盐度不正常,往往仅适于某类广适性的生物生存,所以该类生物可迅速繁殖,导致极高的丰度(丰度指个体数量的多少),但是分异度低。通常,热带、亚热带的正常海域中化石分异度高。一般来说,从赤道向两极生物分异度由高变低。

下面以抚顺盆地古近系的孢粉化石分异度为例,说明化石分异度在推断古地理、古气候方面的应用。

抚顺盆地为地堑型含煤盆地,含煤地层为古近系抚顺群,自下而上分为六个组,即老虎台组、栗子沟组、古城子组、计军屯组、西露天组和耿家街组。

老虎台组以玄武岩夹 B 组煤为特征,含孢粉化石;栗子沟组以凝灰岩夹 A 组煤为特征,含孢粉、硅化木等化石;古城子组为抚顺煤田的主要产煤层,夹泥岩与碳质页岩,产植物茎、叶、孢粉及昆虫化石;计军屯组主要为褐及暗褐色泥岩夹油页岩,产丰富的植物茎、叶、孢粉及少量昆虫、介形类、螺类、鱼等化石;西露天组以灰绿色钙质泥岩为主,夹薄至中层状褐色页岩和浅绿色泥灰岩,产丰富的介形类、腹足类、孢粉和少量的昆虫、叶肢介和植物化石;耿家街组以褐色页岩为主,夹绿色泥岩,含孢粉化石,偶见介形类和螺类化石。

抚顺群孢粉化石复合分异度(图 3-15)最高的是古城子组孢粉组合,其次是老虎台组和

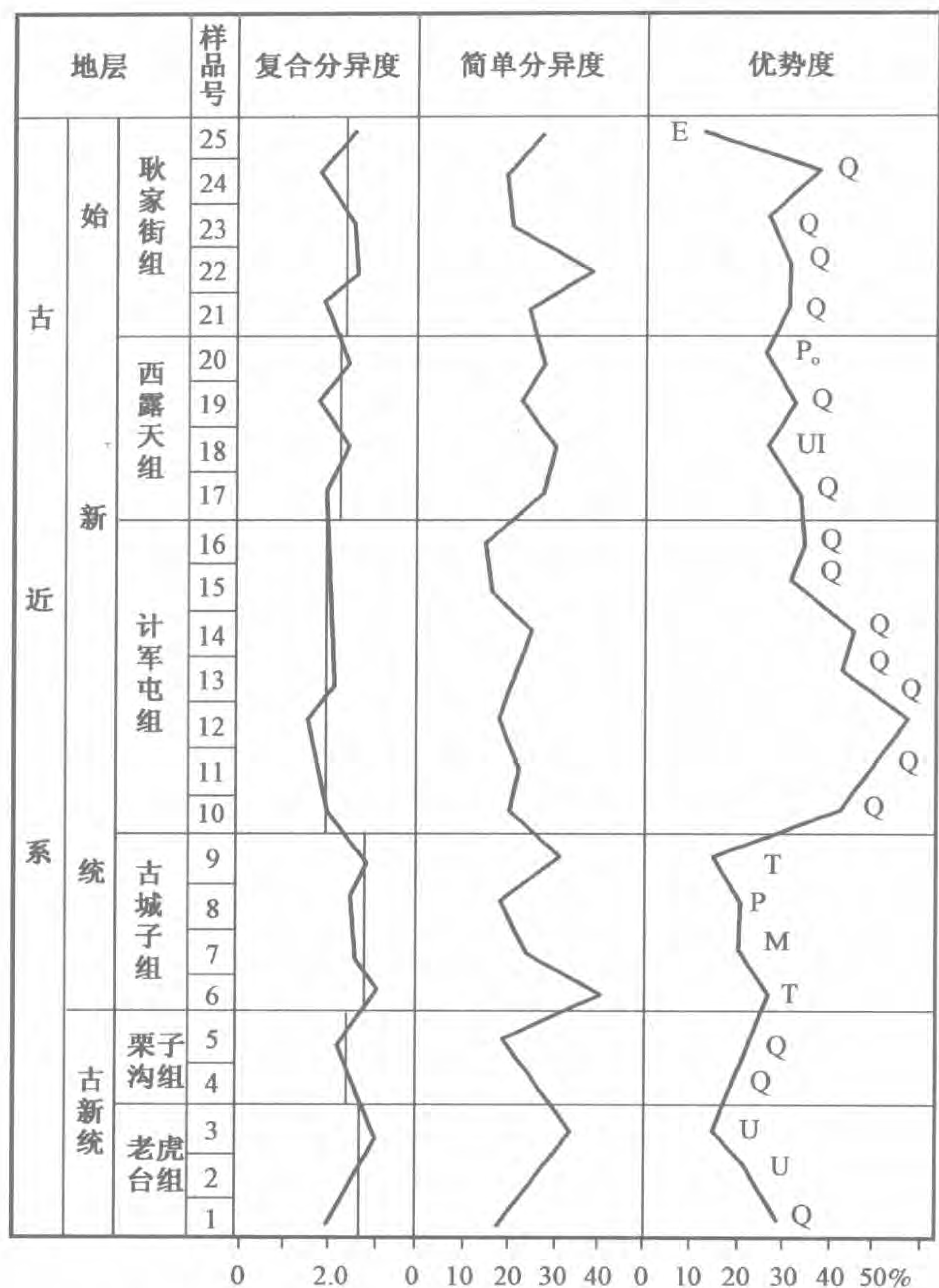


图 3－15　抚顺群孢粉化石分异度、优势度曲线

Q—栎粉属；U—脊榆粉属；T—杉粉属；M—拟榛粉属；

P—水龙骨单缝孢属；UI—榆粉属；P_o—竹柏粉属；E—麻黄粉属

耿家街组的孢粉组合，再次是栗子沟组和西露天组的孢粉组合，最低的是计军屯组孢粉组合。抚顺盆地古新统老虎台组孢粉化石复合分异度较高，反映当时的自然地理环境适合植物生长。老虎台组沉积期是抚顺断陷盆地形成初期，当时火山活动频繁，在火山喷发间歇期发育了沼泽环境，水藓、藻类发育。从孢粉植物群看（图 3－14），杉科和桤木粉含量高，反映当时气候温暖湿润，发育了以落叶阔叶树为主的森林植被，从而为老虎台组煤层的形成奠定了物质基础。栗子沟组孢粉组合的复合分异度低于老虎台组，同时简单分异度和优势度都低，其孢粉组合中只是榆科花粉类型减少，而喜湿的杉粉含量却较高，说明当时的古地理环境不适于榆科植物生长，也可能是分析的样品较少，不能全面反映实际情况。始新统古城子组孢粉组合的复合分异度最高，其简单分异度也较高，说明当时的自然地理环境适宜植物生长，其热带、亚热带分子比下伏组合含量高，泥炭沼泽发育，水龙骨等蕨类植物和杉、桤木等喜湿的植物空前繁盛，发育了常绿落叶、阔叶混交林，反映温度比古新世有所上升，为潮湿的亚热带气候。始新世气温上升是北半球气候变化的普遍规律，正是因为这样的气候条件，才使植物繁茂，为成煤奠定了丰富的物质基础。古城子组发育了抚顺盆地古近系的主煤层，恰是当时气候湿热的佐证。后来地壳持续下降，沉积物源不足，导致本区水体加深、由泥炭沼泽变为静水湖泊，形成了非补偿沉积的计军屯组油页岩。计军屯组孢粉复合分异度低，可能是由于湖泊形成初期，很多植物死亡，

生态空间尚未全部被占领，而栎树却迅速繁盛起来，造成化石简单分异度和复合分异度都低而优势度最高的特点。随着时间推移，环境稳定，生物属种增多，因此西露天组孢粉复合分异度较高，组合中出现了一些计军屯组未见的菌孢和蕨类植物孢子，栎粉含量相对下降，温带分子榆科花粉含量上升，反映西露天组沉积时本区温度有所下降。西露天组沉积时期，本区已为宽广的较深水湖，形成了分布广泛的富含介形类、叶肢介、昆虫、螺类及孢粉化石的具有水平层理的绿色钙质泥岩夹褐色页岩。耿家街组孢粉复合分异度略高于西露天组，结合上述孢粉植物群分析，可知当时本区气候温暖湿润，湿润的气候利于湖盆发展，也利于植物生长。耿家街组主要是具水平层理的褐色页岩，含孢粉化石及盘星藻、浮萍等水生植物及大量的杉、桤木等喜湿植物化石，说明当时本区为平静湖泊，湖泊周围发育泛滥平原。

影响植物生长的因素很多，影响孢粉化石分异度的因素也是多方面的，既有古地理、古气候、古构造的影响，又有各种植物本身的孢粉产量、传播距离及化石保存难易程度的影响；工作人员的鉴定水平对分异度也有影响。因此，分异度是一种多变量函数，它常常具有多解性，工作中应结合孢粉植物群的特征具体情况具体分析，综合考虑生物属种组合等各种因素，以便正确利用化石分异度推断古地理、古气候。尽管不同植物的孢粉结构及产量不同，在搬运、沉积、成岩及后生作用过程中经受不同程度的变化，致使孢粉组合不能完全等同于自然植被，但孢粉化石量多，只要考虑其影响因素，结合化石分异度和植物群特点对孢粉组合进行综合分析，就可大致推断古植被，进而恢复古地理、古气候。

(三)利用相标志时应注意的问题

各类相标志都有指相性，也有一定的局限性，单一的标志常有多解性，所以进行相分析时应综合应用各种不同的标志互相补充验证，而且要特别注意沉积序列自下而上的变化。

利用化石推断沉积环境时，要注意排除再沉积化石、混入(渗入)化石和异地埋藏的化石。生物死后遗体或遗迹就地埋藏为原地埋藏，原地埋藏的生物化石既可用于划分对比地层，也可用于推断沉积环境。生物遗体被搬运至其他地方埋藏为异地埋藏，异地埋藏的生物化石可反映所在地层的形成时间，通常不能反映地层的形成环境。识别再沉积化石、混入化石及异地埋藏化石的主要方法见表3－1及图2－11等。

表3－1　化石原地埋藏与异地埋藏的区别

原地埋藏	异地埋藏
化石保存较好	不好
大小混杂排列无序(未经分选)	排列有序(经过分选)
保持生活时固有的体位或稍有移动，如植物根向下等	不一定保持生活时固有的体位
如果身体各部位分散保存，但其“零部件”在小范围内能够找到	常常保存不全
化石反映的环境与围岩的沉积环境一致	化石反映的环境与围岩的沉积环境常常不一致

第三节　常见沉积相

地表的沉积环境以海平面为准分为三大类：海平面以上的为大陆环境，海平面以下的为海洋环境，海陆之间的为过渡环境。据此，沉积相分为陆相组、海相组和海陆过渡相组，各相组可分若干相，各相又分若干亚相、微相，它们又可细分为各种岩相(表3－2)。

表 3-2 沉积相的分级和分类①

一级	相组	陆相组	海相组	海陆过渡相组
二级	相	残积相、坡积—坠积相、山麓—洪积相、河流相、湖泊相、沼泽相、沙漠相、冰川相	滨岸相、浅海陆棚相、半深海相、深海相	三角洲相、潟湖相、障壁岛相、潮坪相、河口湾相
三级	亚相	如河流相分为河床、堤岸、河漫、牛轭湖四个沉积亚相		
四级	微相	如河床亚相分为河床滞留、心滩或边滩沉积微相		
五级	岩石相	如大型槽状交错层理砂岩相		

① 沉积相的划分目前尚存不同意见。

一、陆相组

影响陆相组沉积的最主要因素是地势和气候。例如，山间盆地由于地势高差大，其沉积以成分杂、粒度粗、分选和磨圆差、相变快为特点，平原区的沉积特点则相反；潮湿气候区可发育煤、铁、铝、锰、磷及石英等，干旱气候区常有石膏、岩盐、芒硝等可溶性盐类沉积。下面介绍几种常见的陆相沉积。

（一）残积相（风化壳）

由于地壳上升，先成的岩石露出地表，经长期风化剥蚀，不稳定物质被破坏，只剩下稳定物质残留在原地，形成残积物。在生物发育区，残积物顶部还发育土壤，它们在地表构成的薄壳即风化壳。若风化壳被上覆地层覆盖，即为古风化壳，它可反映当时特定的古地理、古气候和古构造条件，反映该地区曾经历过较长时期的构造相对稳定阶段和长期的风化剥蚀，是不整合的重要标志。此外，风化壳中常常富集多种有用矿产，如铁、铝、镍、锡石、铀等，在适当的条件下，古风化壳可以作为油气运移的通道和聚集的场所。

（二）山麓—洪积相

在高峻山区，地势起伏悬殊，河道直而窄，水流急。当河流流出山口时，河床坡度急剧变缓，流速骤减，沉积物便迅速在山麓地带堆积下来，形成巨厚的扇状（锥状）沉积体，称为冲积扇（冲积锥）或洪积扇（洪积锥）。这种沉积体主要由具块状层理的粗碎屑（角砾为主）沉积构成，由于近物源，沉积物未经远距离搬运和磨蚀就快速堆积下来，所以分选和磨圆不好；因处于氧化环境，岩石多为紫红色，其中化石稀少。冲积扇（锥）一般指潮湿气候区山区河流流出山口时形成的沉积体，洪积扇（锥）通常指干旱气候区间歇性洪流形成的沉积体。

冲积（洪积）扇相由山口向外可分为扇根、扇中、扇缘三个亚相。（1）扇根主要是泥石流和筛余沉积的砾岩、砂岩及河道沉积的砾岩，其单层厚度大，粒度粗；（2）扇中主要是辫状河道的砂、砾沉积；（3）扇缘主要是洪水漫流沉积的砂、粉砂和泥，砂层较薄。若构造运动减弱、地势渐渐夷平，则垂向上山麓堆积下粗上细，反之亦然。

冲积（洪积）扇的沉积环境不利于生油，但其局部物性较好的粗碎屑岩可以作为储集岩，如果其周围有油源，也能形成油气藏，如新疆克拉玛依油田三叠系砂砾岩储集层为冲积扇相。

（三）河流相

河流相主要沉积碎屑物质。根据沉积环境及沉积物特征，河流相分为河床、堤岸、河漫及牛轭湖四个亚相。

河床亚相又称河道或底层亚相，主要发育砂、砾岩，又分为河床滞留、心滩或边滩沉积微相。河床滞留沉积位于河床最深部位，沉积物以砾石等粗碎屑为主，砾石常呈叠瓦状定向排列，岩体呈透镜状，与下伏岩层为冲刷侵蚀接触。心滩或边滩即沙坝沉积，粒度向上变细，偶见植物碎屑等化石。心滩为辫状河沉积，常为粗砂和砾石；边滩又称点沙坝或凸岸坝，由曲流河凹岸水流冲刷侵蚀的产物被横向环流带至凸岸沉积而成，其粒度比心滩细，主要是砂。

堤岸亚相位于河床亚相之上，又分为天然堤和决口扇沉积微相，属顶层沉积。天然堤是洪水期河水携带的物质沿河岸堆积而成的平行河床的堤坝，在曲流河的凹岸较发育，主要是细砂、粉砂和泥组成薄互层，因间歇性露出水面，常含钙结核，发育干裂、雨痕、虫迹等构造，可见植物根化石。决口扇是洪水冲溢天然堤形成的，平面上为扇状，剖面上常为透镜状，比天然堤沉积略粗，主要是细砂、粉砂，底部多具冲刷充填构造，与下伏洪泛盆地泥质沉积突变接触。

河漫也称为泛滥盆地，地势低平。洪泛期水流漫溢天然堤，流速降低使河流悬浮的泥和粉砂等堆积下来。河漫沉积发育泥裂、雨痕、水平层理等沉积构造。河漫亚相又分河漫滩、河漫湖、河漫沼泽等微相。河漫滩发育粉砂岩、泥岩。河漫湖发育泥岩。河漫沼泽又称岸后沼泽，可由潮湿区河漫湖发展而成，也可由河漫滩低洼地带积水，植物繁茂淤积而成，常形成泥炭。

由于河道频繁迁移，河漫沉积与堤岸沉积常常不易区分而统称为泛滥平原沉积。

牛轭湖是弯曲河流的截弯取直作用遗留下来的废弃河道，主要是粉砂和富含有机质的暗色粘土沉积，常含植物和淡水软体动物化石。

河流相沉积的特点是：(1)主要由两大层序构成[图3－3(a)]，下部层序为河道沉积(底层)，主要是河流中的推移载荷侧向加积的产物，包括滞留、心滩或边滩沉积；上部层序为泛滥沉积(顶层)，包括堤岸及河漫亚相，主要是洪泛期悬浮物质垂向加积的产物。下部层序的粗屑层和上部层序的细屑层叠置，组成河流沉积的二元结构。(2)由于平原区河道频繁迁移，河道与泛滥平原沉积交替，二元结构反复出现，形成河流沉积的间断正韵律。(3)韵律底部常有冲刷面，可具大型交错层理、平行层理、泥裂和钙质结核等暴露构造。(4)泥岩常为红色。(5)可含陆生植物及少量淡水动物化石。(6)砂体在平面上常呈条带状，剖面上多为透镜状、板状等。

在河流沉积中，古河道与油气分布密切相关，常形成岩性油藏、地层—岩性油藏以及构造—岩性油藏。如渤海湾盆地新近系馆陶组发育河流相砂体为储层的大型油气田。

（四）湖泊相

湖泊的类型很多，在干旱气候区，降雨量小于蒸发量，可形成以化学沉积为主的咸水湖，在湖泊干涸过程中，可出现石膏、岩盐等蒸发岩类，化石较少；在潮湿气候区，降雨量大于蒸发量，常发育淡水湖泊。

根据水深及沉积物特点，淡水湖泊沉积一般分为湖泊三角洲、滨湖、浅湖、半深湖、深湖及湖泊重力流等亚相。

三角洲即河流入湖或入海的河口处，由于水流分散，流速降低，河流携带的碎屑物质在河口处堆积下来形成尖顶朝向陆地的近三角形沉积体(图3－16)。由于入湖河水与湖水的密度相等，二者发生三维混合，流水运载的泥砂在河口附近迅速堆积，悬浮负载可沉积在较远处，所

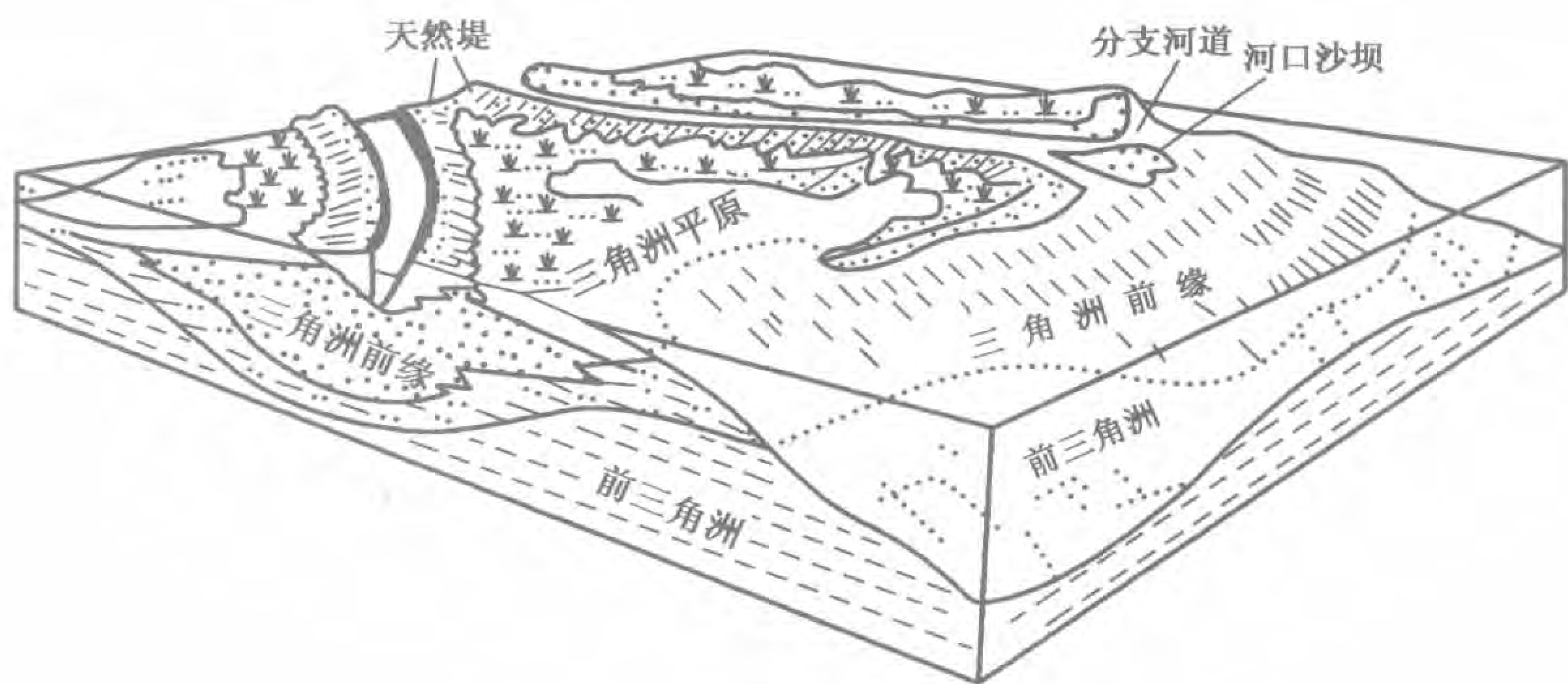


图 3－16　三角洲立体模型(据冯增昭,1993)

以湖泊三角洲常有顶积、前积、底积三层结构,称为吉尔伯特型三角洲。海湾可有吉尔伯特型海成三角洲。在湖面平静的情况下,湖泊三角洲的三层结构较明显;若湖面频繁升降变化,则三层结构不易识别。湖泊三角洲的相带划分与海陆过渡带的三角洲类似。

滨湖位于湖盆边缘,介于洪水期和枯水期岸线之间(图 3－17),环境多变,沉积类型复杂,以砂岩、粉砂岩为主,可有砾岩和泥岩。在开阔的滨湖区,若碎屑供应充足,可形成沙滩,其中可见湖浪带来的底栖生物碎屑,有时可形成壳滩。若物源以泥为主可形成泥滩或泥坪,主要是红、绿、灰及杂色的粉沙质粘土,具季节韵律和水平层理、干裂、垂直潜穴及生物搅动等构造,可含植物化石。在陡峭的湖岸带,可形成砾质湖滩。

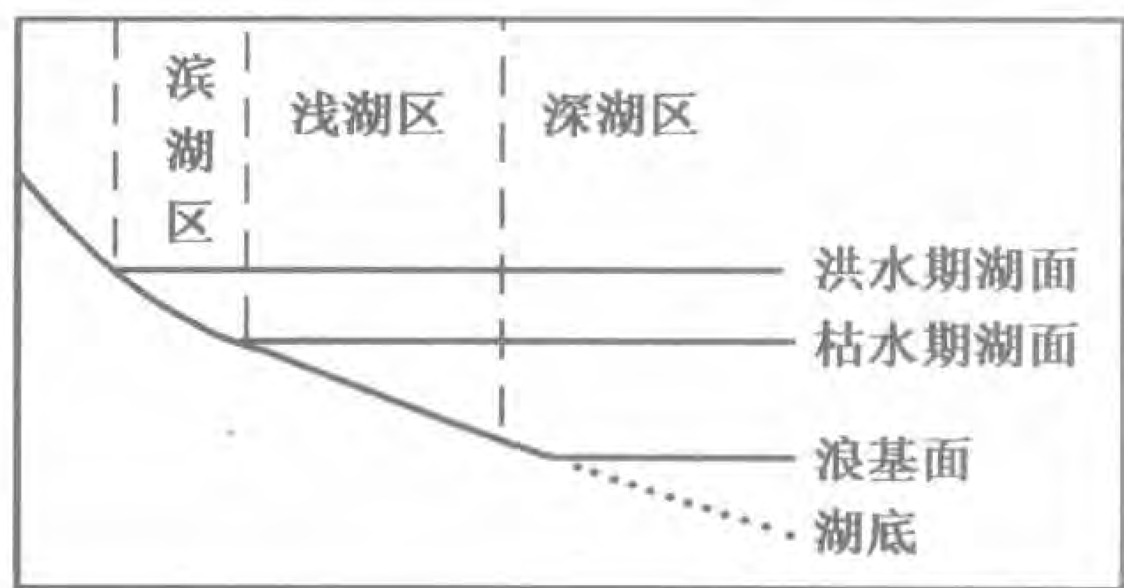


图 3－17　湖泊沉积环境划分

浅湖位于枯水期水面以下至浪基面[1]以上,常为灰绿色粉砂质泥岩及泥质或钙质胶结的粉砂岩薄互层,可夹薄层鲕状灰岩和生物灰岩,若砂供应充足可形成沿湖岸及水下隆起斜坡分布的浅滩,浅滩局部加厚构成沙坝等多种砂体;化石丰富,保存好。

地史时期的滨湖、浅湖不易区分,一般统称滨浅湖亚相。

滨湖、浅湖地带由于沙嘴、沙坝、水下隆起的遮挡作用,使近岸水体形成半封闭的湖湾。湖湾内水体浅而平静,主要形成暗色粉砂质泥岩,在潮湿气候下植物繁茂,可发育泥炭沼泽形成碳质页岩和薄煤层,干旱气候区可有白云岩和膏岩。

半深湖位于波基面以下,为弱还原—还原环境,以粘土岩为主,常具粉砂岩、化学岩夹层。小湖盆不易分出此亚相。

深湖位于湖盆最深处,为静水还原环境,主要是质纯、色暗、有机质丰富的泥、页岩,可有石灰岩、泥灰岩、油页岩,常见浮游的介形虫等生物化石。在湖泊深水区,常有浊流沉积。

湖泊相的一般特征是:(1)由于从滨湖到深湖水动力逐渐减弱,所以湖泊沉积在平面上常呈环带状分布(图 3－18)。(2)湖泊相沉积物主要是粘土岩,其次是砂岩、粉砂岩,而砾岩少见,可见石灰岩、硅藻土、油页岩等。湖泊相沉积分选较好,由于机械沉积分异作用,自湖盆边缘向中心粒度通常是由粗到细。在河流入湖的河口处,可形成三角洲砂体,在深湖区可有浊流成因的粗粒沉积。(3)自湖盆边缘向湖心泥岩颜色由浅变深。(4)由于不同季节入湖的河水

[1] 也称波基面,其水深相当于 1/2 波长,一般不大于 20m。

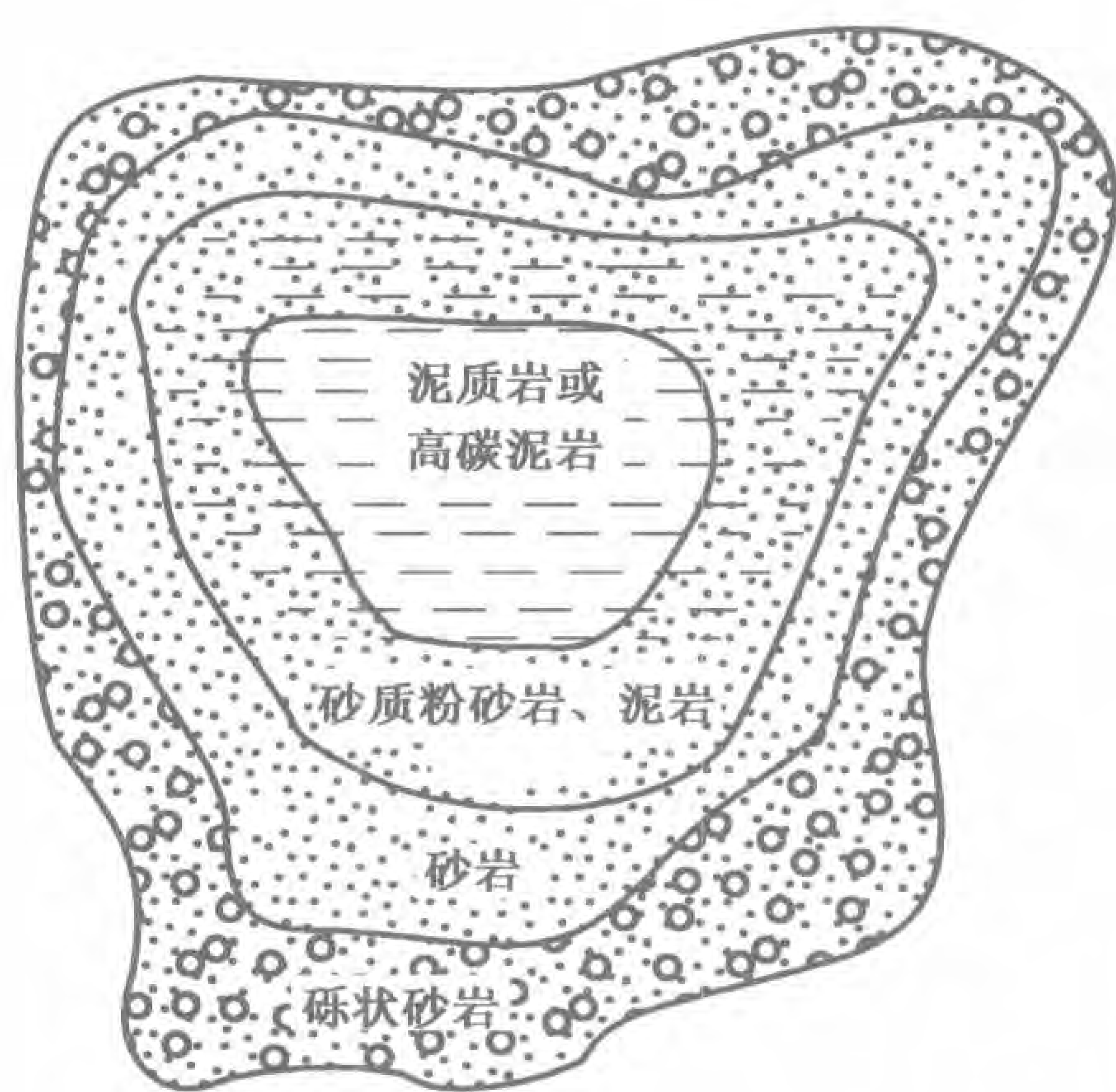


图 3－18　理想的湖泊沉积模式
（据 M. D. Picard，1972，有改动）

流量不同，沉积物成分、数量不同，所以湖泊沉积常见季节纹层（冬季碎屑物质少，生物大量死亡，沉积物色深，夏季则相反）。（5）湖泊相含保存较好的淡水双壳类、腹足类、介形类、叶肢介、鱼类、昆虫、植物等陆生生物化石。（6）堆积于湖底的大量生物遗体经菌解作用腐烂，与泥混合形成腐泥，再经石化作用可形成油页岩，厚层腐泥在一定的物化条件下可形成油气。（7）一个大型湖盆由边缘向湖心，可依次出现冲积扇或洪积扇、河流、湖泊三角洲及滨湖、浅湖、深湖等沉积。在同生断层发育的陡岸，冲积扇可直接与较深湖相连。（8）由于湖泊的发育是以退缩、填满而告终，所以在垂向上，湖泊沉积序列常常是下部为波基面以下的细粒沉积，向上变为较粗的滨岸沉积、河流沉积。淡水湖泊发育晚期可被植物生长充填，最后发展成为沼泽。

在湖泊的发展演化过程中，湖盆下陷扩张期半深湖、深湖及重力流沉积发育，在抬升收缩期滨浅湖、湖泊三角洲及滩坝沉积发育。地壳多次升降可造成湖泊沉积的多旋回性。

半深湖亚相和深湖亚相具优良的生油条件，这里水深，还原或弱还原环境适于有机质的保存及其向石油的转化。碎屑湖泊沉积的三角洲砂体、深水浊积扇砂体、滨浅湖滩坝等砂体分布广，厚度大，粒度适中，近油源，生储盖组合发育好，常形成大油田，如大庆、胜利、辽河、大港等油田。

（五）沼泽相

沼泽即大陆上常年积水（过饱和），植物大量繁盛并有泥炭堆积的地方（若季节性处于过饱和状态，则为沼泽化地区）。沼泽常发育于潮湿气候区水体停滞、喜湿性植物繁盛的滨湖和三角洲平原等低洼处。由于植物遗体不断堆积，经菌解作用可形成泥炭进而成煤，所以煤是该相的重要标志。沼泽为低能环境，主要发育暗色泥岩，夹煤层或煤线，砂和粉砂岩很少，没有砾岩。

沼泽常常是旋回末期的产物，其垂向层序取决于成因环境。如河漫沼泽自下而上为河流～沼泽沉积，湖泊沼泽自下而上为湖泊—沼泽沉积，滨海沼泽自下而上为潮坪～沼泽沉积。滨海沼泽的规模通常较大，因处于海陆过渡环境，可含海生生物化石。据煤岩组分可确定沼泽类型，如化石以孢粉、角质层、树胶等植物体中最稳定的成分为主，表明其形成于含氧的河漫沼泽，在排水较好的沼泽可见氧化铁和碳酸钙结核。沼泽环境常常水流不畅，处于还原条件，因此常见菱铁矿或黄铁矿结核及透镜体或呈细分散状分布。沼泽沉积常含植物根化石，常具团块构造。

沼泽环境利于成煤，在煤化过程中常有烃类生成。世界上许多大型气田与煤成烃有关，如我国鄂尔多斯中部气田、琼东南崖 13－1 气田等。

（六）冰川相

冰川相发育于寒冷气候区，由冰川裹挟的碎屑物质在搬运过程中或在冰融区堆积而成。冰碛物多为棱角分明、大小混杂的砾石，砾石表面常具冰蚀擦痕。

二、海相组

依沉积物特点，海相组主要有海洋碎屑岩沉积相和海洋碳酸盐岩沉积相。海相组沉积与海水深度和海底地形密切相关。根据海水深度和海底地形海洋环境，海相组沉积可分为滨岸相、浅海陆棚相、半深海相和深海等环境(图3－19)。

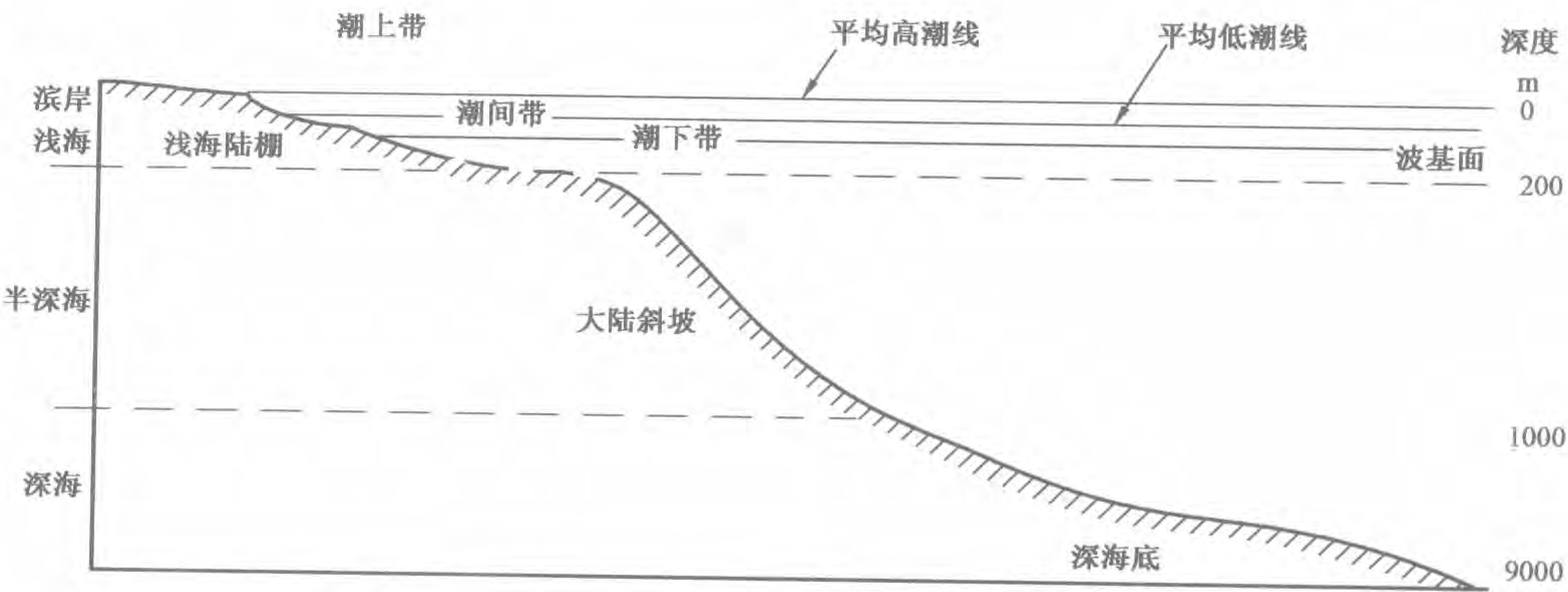


图3－19　海洋环境分带示意图(据P. H. Heckel, 1972)
深度未按比例绘制

(一)海洋碎屑岩沉积相

1. 滨岸相

滨岸相又称为海岸相，位于波基面与最高涨潮线之间。这一带地形分异明显，沉积作用极为活跃，主要为砂质沉积。一般来说，海岸沉积砂质较纯，石英等稳定组分含量高，圆度及分选较好，砂体常平行海岸呈线状分布。在陡峻的沿岸地区，可有小规模砾石沉积。海岸沉积常含海生生物化石，有时可形成薄的介壳层，介壳常常破碎、磨损。平缓海岸宽达10km之多，陡岸处海岸带宽仅几米。

根据有无障壁地形，海岸带可分为无障壁海岸和障壁海岸两类。无障壁海岸又称广海型海岸，即海岸与广海之间无障壁岛、沙坝、生物礁等障壁地形，波浪作用明显。按水动力状况和沉积特征，海岸又可进一步分为砂或砾质高能海岸及粉砂淤泥质低能海岸两类。低能海岸坡度平缓，泥坪发育，其次为粉砂沉积。

海岸相可分为海岸沙丘、后滨、前滨、临滨四个亚相。海岸沙丘亚相包括海岸沙丘、海滩沙脊等沉积单元。后滨(Backshore)亚相位于潮上带，沉积具水平层理的砂，风暴期在后滨与海岸沙丘的界线附近因水流分选可使重矿物富集形成砂矿。前滨(Foreshore)亚相位于平均高潮线和平均低潮线之间的潮间带，以中砂沉积为主。临滨(Shoreface)亚相位于平均低潮线至波基面之间的潮下带，也称潮下浅海和近滨亚相，常发育沿岸沙坝。

因海岸线不断迁移，地史时期海岸相常形成大面积的厚层砂沉积，成为良好的油气储集岩，例如美国落基山圣胡安盆地Bisti油田的生产层就是滨岸砂岩。

2. 浅海陆棚相

浅海陆棚位于波基面至水深200m左右的地带，这里水动力条件复杂，有海流、正常的波浪、风暴引起的波浪、潮汐流及密度流❶等。在陆棚浅水区，潮汐、海流和波浪作用可形成波痕

---

❶ 密度流：由于流体之间的密度差使高密度流体流动，这种高密度流体称为密度流(可因温度、含盐度及悬浮物的含量不同而引起，又称异重流。)

和交错层理;强风暴形成的巨浪可使海底沉积物呈悬浮状态向海搬运,形成风暴砂层。由于水浅,光线好,氧气充足,底栖的珊瑚、海绵、层孔虫、腹足类、双壳类、腕足类、有孔虫、藻类等生物丰富。在陆棚的深水区,只有风暴浪才会影响到海底,所以波痕、交错层理少见,由于阳光和氧气不足,底栖生物少,藻类几乎绝迹。

浅海陆棚可分为过渡带和滨外陆棚两个亚相。过渡带位于波基面以下,其深度取决于海岸带的能量,通常沉积粉沙和泥质粉沙,砂层厚、数量多,有时因强风暴作用形成风暴砂层。生物化石丰富,可堆积成贝壳层,因生物搅动作用强烈,原生层理常被破坏。滨外陆棚也称陆架或陆棚,位于过渡带外侧至大陆坡内边缘的浅海区。古代滨外陆棚发育粘土岩、粉砂岩和细砂岩,有大量化学和生物化学沉积,如碳酸盐及部分铁、锰、铝、磷等沉积,碎屑成分成熟度高,常见海绿石、鲕绿泥石等自生矿物,滨外陆棚常见生物搅动构造,虫孔、虫迹及底冲刷构造发育,可见波痕及交错层理,水体较深处发育水平层理。在较浅的滨外陆棚区,生物化石丰富。

浅海陆棚适于有机物的堆积和保存,又有利于储集岩发育,从而为油气的生成和聚集提供了良好条件,如墨西哥湾油气区上侏罗统 Smackover 组的油气分布于浅滩和陆棚相。

3. 半深海相和深海相

半深海的位置和深度相当于大陆斜坡,沉积物主要是泥,其次是浮游生物。半深海相沉积的物源主要是陆源物质和海洋浮游生物,其次为冰川和海底火山喷发物,可见腹足类、双壳类、腕足类、放射虫、有孔虫等化石。风暴浪搅动海底或重力滑动可使陆棚上的陆源粉砂沿海底搬运并沉积于半深海,洋流或顺陆坡等深线流动的等深流也可搬运粉砂并在陆坡和陆隆上堆积成透镜状粉砂质砂体。

深海沉积发育于大洋盆地,水深在 2km 以下,平均水深 4km。海底不见阳光,氧气不足,底栖生物稀少,沉积物主要是繁殖于上层水域的微体浮游生物骨骼堆积而成的有孔虫软泥、放射虫软泥、硅藻软泥等各种软泥和褐色粘土,另外还有底流、浊流、滑坡等作用形成的陆源沉积物,局部地区有化学和生物化学沉积的锰、铁、磷等,此外,尚有少量风吹尘及宇宙物质等。锰结核广布于深海底,局部可富集成矿。此外,深海常常发育浊积岩。

浊积岩是一类常见的重力流沉积。浊流是一种由水、泥、砂等近于均匀混合的、湍流支撑的重力流。浊流沉积可形成于大洋盆地,也可形成于湖泊等环境,最常见的是深海浊流沉积。浊流沉积的主要特征是:(1)一次浊流事件可形成一个特有的层序——鲍玛序列,它是浊流沉积的重要标志(不一定完整)。一个完整的鲍玛序列可由 5~6 段组成(图 3-4),底部具递变层理的杂砂岩(A 段),是重力流沉积的典型产物。随着沉积作用方式的改变,逐渐形成 B~E 段的沉积,其底面具有槽模、沟模等冲刷构造。B 段为具平行层理的砂岩,C 段为具小型波纹交错层理及变形层理的粉砂岩,D 段为具有水平纹理的粉砂岩和粉砂质泥岩,最顶部 E 段为深水沉积的块状泥岩。(2)形成于海、湖的深水缺氧环境,所以颜色深。(3)无浅水沉积构造,递变层理发育,有包卷层理、滑动构造、负荷构造等滑动和沉积物液化的证据,底部有冲刷—充填构造和槽模、沟模等印模构造。(4)粒度分布反映以悬浮搬运为主。(5)浅水陆源碎屑沉积与深水页岩或泥灰岩组成韵律。在浊流成因的砂、砾岩之间夹有含深水生物化石的泥岩或页岩,可含异地埋藏的浅水生物化石。

地史时期形成的巨厚深海浊积岩及其他重力流沉积组成的综合体称为复理石沉积。

油气勘探证实,浊流沉积具有油气生成和聚集的条件,如美国加利福尼亚州文图拉油田的生产层主要是上新统浊积岩。

(二)海洋碳酸盐岩沉积相

在缺少陆源碎屑的海洋环境,常发育海洋碳酸盐岩沉积相。现代海相碳酸盐沉积相主要

发育于浅水台地、潮坪、深海等环境。

(1)碳酸盐浅水台地既有颗粒石灰岩,也有晶粒石灰岩和礁灰岩。浅海台地水浅,生物极为繁盛,促使碳酸钙沉积。碳酸盐浅水台地可与大陆毗邻,如波斯湾南岸;也可发育于大洋内部,如太平洋的珊瑚礁。

(2)潮上带主要为泥晶石灰岩、白云岩等,常具泥裂、鸟眼构造。潮间带发育晶粒石灰岩、内碎屑石灰岩、鲕状石灰岩,常见藻叠层石。潮下带的高能环境主要是亮晶内碎屑或生物碎屑灰岩,低能环境主要是泥晶石灰岩。

(3)深海碳酸盐沉积主要为浮游生物有孔虫软泥、翼足类软泥和钙质超微化石(颗石)等。在碳酸钙补偿深度以下,常有硅质软泥或红色粘土沉积。

在碳酸盐台地边缘,浅海碳酸盐沉积可因滑坡等原因被搬运到深水处,形成浊积碳酸盐岩。浊积碳酸盐岩的主要特点是碎屑石灰岩与深海泥晶石灰岩组成韵律。浊积碳酸盐岩与陆源碎屑浊积岩除物质成分不同之外,其他特征相似。

碳酸盐岩的特殊沉积体——礁灰岩主要由造礁生物(钙藻、群体珊瑚、苔藓虫、层孔虫、海绵等)的遗体在原地堆积并被碳酸盐胶结而成,常见的有岸礁(与陆地相连、沿岸线分布)、堤礁(也称障蔽礁或堡礁,常见于陆棚边缘)等。

碳酸盐岩是一类重要的生油、储油岩石,我国已在塔里木、四川、鄂尔多斯等盆地发现了碳酸盐岩油气田。

三、海陆过渡相组

(一)三角洲相

三角洲是海陆过渡相组最常见的沉积类型。三角洲的形态及结构受控于河流、波浪、潮汐等作用,据此可将三角洲分为河控、浪控、潮控三类。浪控和潮控三角洲都属破坏性三角洲。浪控三角洲为向海凸出的鸟嘴状堆积体。潮控三角洲则形成喇叭状的分流河口与退潮流大致平行、呈放射状分布的指状沙脊。

大河入海常形成河控三角洲,在河流作用为主的情况下,泥砂在河口区的堆积速度大于波浪的破坏速度,所以河控三角洲也称建设性三角洲。河控三角洲在平面上常呈鸟足状、朵状。在三角洲向海(湖)推进的过程中由陆向海(湖)形成三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲沉积亚相(图3-16)。

三角洲平原为三角洲的陆上部分,其范围从河流大量分叉开始直到岸线,主要由分支河道、天然堤、决口扇、沼泽、淡水湖泊微相构成,其中最主要的是分流河道和沼泽沉积。分流河道与河流沉积类似,以砂质为主,向上变细。天然堤沉积主要为细砂、粉砂和泥互层。决口扇沉积可形成席状砂。沼泽沉积位于分流河道间的低洼地带,占三角洲平原的70%以上,发育泥、泥炭、褐煤等,可夹洪水成因的粉砂。三角洲平原上的淡水湖泊微相主要沉积纹层发育的暗色粘土,可夹粉砂透镜体,可见黄铁矿、蓝铁矿(不成结核),有河流注入时可形成小型湖泊三角洲。

三角洲前缘位于岸线以下,是河流与海水交锋的地带,沉积作用活跃,由下而上沉积物变粗,主要是分支河口沙坝和远沙坝,其次是水下分支河道、水下天然堤、支流间湾沉积。海洋作用较强的河口区(破坏性三角洲)发育三角洲前缘席状砂。

前三角洲主要为波基面以下富含有机质的粘土和粉砂质粘土沉积,含海生生物化石(与湖泊三角洲不同)。

人们常把三角洲比作树叶,分流河道砂相当于叶脉,分流间的沼泽和湖泊沉积相当于叶

肉，三角洲前缘砂相当于叶缘（图3－16）。

在三角洲向海推进的过程中，自下而上形成前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原亚相等向上变浅的沉积序列（图3－3）。

三角洲沉积对油气极为有利。前三角洲亚相具有良好的生油条件，水体较安静，阳光充足，温度适宜，浮游生物大量繁殖，死后易于保存，沉积物富含有机质，是重要的生油岩。三角洲前缘亚相的河口沙坝、远沙坝和席状砂体砂质纯净，分选好，具有良好的储油条件，其紧邻前三角洲生油区，对油气的聚集有“近水楼台”的优势。前三角洲亚相的粘土岩不仅是重要的烃源岩，还可作为良好的区域性盖油层。

三角洲前缘向海倾斜，堆积速度快，沉积物厚，易发生重力滑动形成走向大致平行海岸的同生沉积断层。在断层下盘，常伴生有长轴平行于断层走向的狭长滚动背斜，它提供了油气聚集的有利条件，如非洲尼日尔河三角洲已发现许多油田属于滚动背斜类型。三角洲沉积中常见刺穿盐丘构造（盐岩等易流动的沉积体刺穿上覆岩层形成）。盐丘构造可形成多种圈闭类型，是油气聚集的良好场所，如墨西哥湾三角洲沉积发育盐丘构造，其中有很多是产油气的。

（二）障壁岛相、潟湖相、潮坪相

在障壁海岸带（图3－20），障壁岛、潟湖、潮坪等密切共生。在砂质海岸带，由于波浪作用砂质平行海岸堆积形成水下沙坝，露出水面即称障壁岛（也称堡岛、堤岛）。障壁岛是平行海岸高出水面的狭长砂体，主要由分选及磨圆好的中、细粒石英砂岩和粉砂岩构成。障壁岛两侧环境截然不同，外侧为正常海，内侧为潟湖。

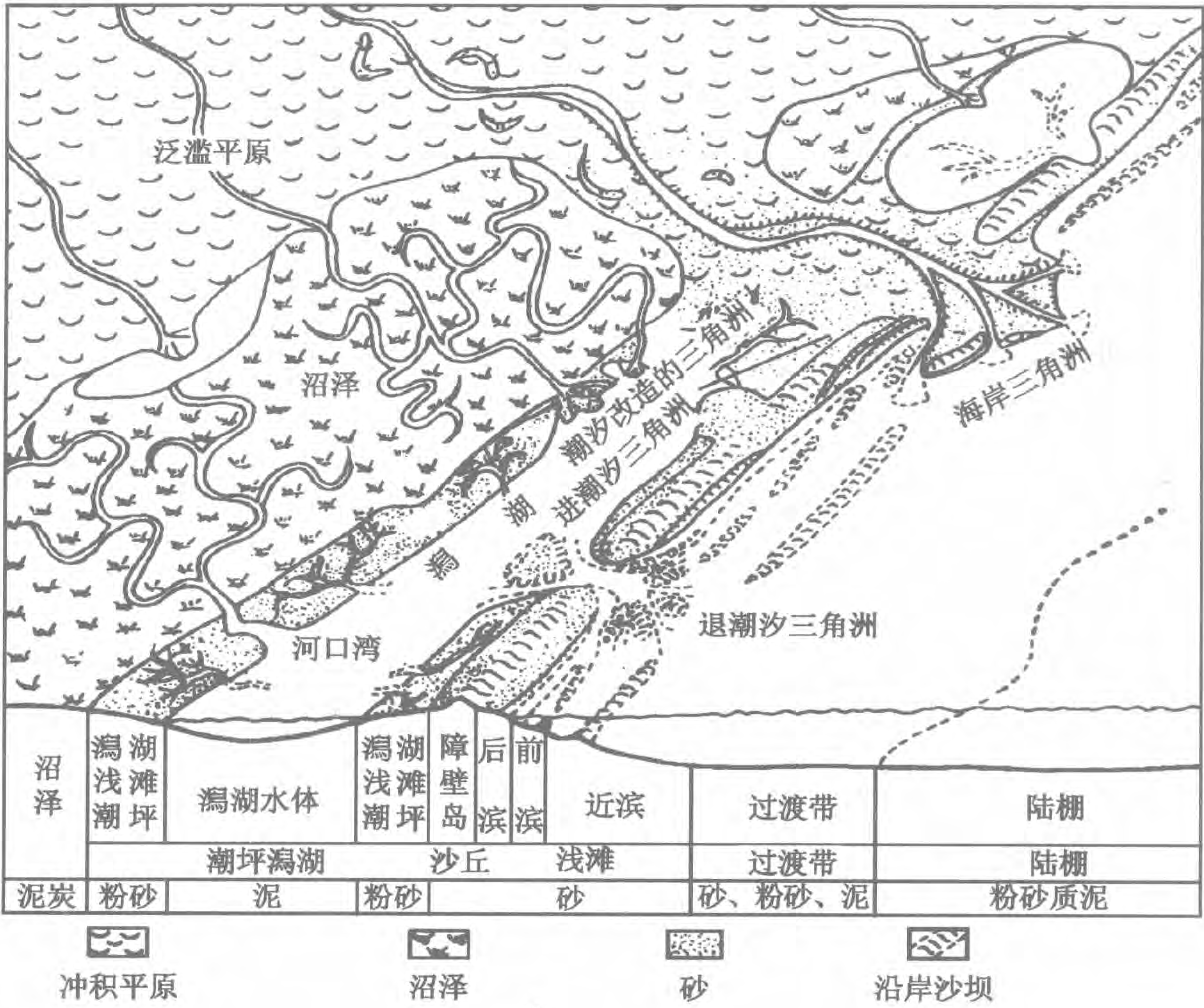


图3－20　障壁海岸带沉积环境（据赵澄林、朱筱敏，2001）

潟湖是被障壁岛与广海隔绝或半隔绝的浅水盆地，其内水体平静，以泥、粉砂等细碎屑和化学沉积为主。在潮湿气候区，有大量淡水注入可使潟湖淡化，随着河流注入沉积物的淤积，

淡化潟湖逐渐沼泽化而成滨海沼泽。在干旱气候区,蒸发量大于降雨量,潟湖可逐渐咸化。由于蒸发或淡水注入使水体盐度不正常,所以潟湖沉积化石种类较单调。

潮坪常发育于潮汐作用明显、无强风浪作用、地形平缓的海岸带,如障壁岛内侧、潟湖沿岸等地。潮坪通常分为潮上、潮间和潮下带,构成潮坪的主要部分是潮间带,也称为潮间坪。潮间坪沉积物由海向陆粒度变细,低潮线附近发育砂坪,高潮线附近发育泥坪,二者间为砂泥混合坪。泥坪中多见水平纹层,混合坪上多见脉状、波状、透镜状层理,砂坪上常见羽状交错层理。潮坪的潮上部分即潮上坪,以泥质沉积为主,发育暴露构造,潮湿气候区潮上坪可发育沼泽,干旱气候区潮上发育盐坪。潮坪的潮下部分主要为潮汐水道、水下沙坝和沙滩所占据。

在陆源碎屑供应贫乏的情况下,潮坪可形成碳酸盐沉积,如藻石灰岩等。在干旱气候区,潮上和潮间带都可形成石膏等蒸发盐沉积。

入潮口两侧可形成涨潮、退潮三角洲。在入潮口向陆一侧,涨潮三角洲常与潟湖和潮坪沉积共生,在入潮口向海一侧退潮三角洲常与滨岸沉积共生。

由于海侵和海退交替使潟湖、潮坪和障壁岛相在垂向上有规律地变化,可形成良好的油气生储盖组合。潟湖中生物种类虽少但数量可以很多,且水体平静,底部常为富含 H_2S 的还原环境,有利于有机质的保存及其向石油的转化。障壁岛、潮坪、河口湾相发育的不同类型砂体,尤其是障壁岛砂体,粒度适中,分选好,横向上与潟湖、浅海等有利的生油相带相邻,对油气的储集更为有利。潟湖、潮坪广泛发育的泥质岩类可作为石油天然气的良好盖层。

第四节　岩相古地理及岩相古地理图

一定沉积环境形成的岩石或岩石组合称为岩相,岩相是沉积相的重要组成部分。研究某一地区某一地质时期的地层分布及其沉积相类型,推断地史时期的沉积环境,恢复地史时期的古地理、古气候等自然地理环境,即岩相古地理研究。用简明的图例将岩相古地理研究的成果表示在一定比例尺的地理底图上,即为古地理图。在古地理图上,用一定的符号表示其沉积类型,即为岩相古地理图。利用岩相古地理图可了解一个地区沿某一剖面线及全区的沉积环境和沉积类型的空间分布,进而推断地史时期的沉积区、剥蚀区、古地理、古气候和矿产的分布规律,根据沉积相共生组合规律可预测有利的含矿部位。

岩相古地理图有大、中、小各种比例尺。小比例尺(一般小于1:3000000)即概略性岩相古地理图,主要用于全国或大区域沉积及构造背景分析,如代、纪或世的岩相古地理图(图3－21),它主要表现大区域的海陆分布、海域性质、沉积组合及沉积相类型的空间分布和构造古地理等内容,可作为大区域油气预测的基础图件。中比例尺(一般1:3000000～1:500000)岩相古地理图制图单位的时间间隔为世或期(图2－7),通常为沉积盆地进一步勘探提供岩性和岩相方面的依据。大比例尺(一般大于1:500000)岩相古地理图通常为盆地内某一地区的进一步勘探而编制,其制图单位为段或砂层组。中、小比例尺岩相古地理图一般是以年代地层单位为成图单元的,以反映同一时期不同地点的环境变化,要求各地层剖面是近等时的。因此,编好岩相古地理图的前提是地层对比的时间界线、分层标志和合理地划分对比地层。

编制岩相古地理图首先要根据地质情况、研究程度和研究任务选择适当的制图单位和比例尺,然后依点—线—面分析法逐步进行。首先对大量剖面点(多个露头或多口井)的地层剖面进行划分对比和沉积相分析,根据相标志确定各剖面中各个层位的沉积相,一些相标志不明显的层位可根据相序递变规律来推断。各剖面点都用优势相来表示,因此成图单元的时限长

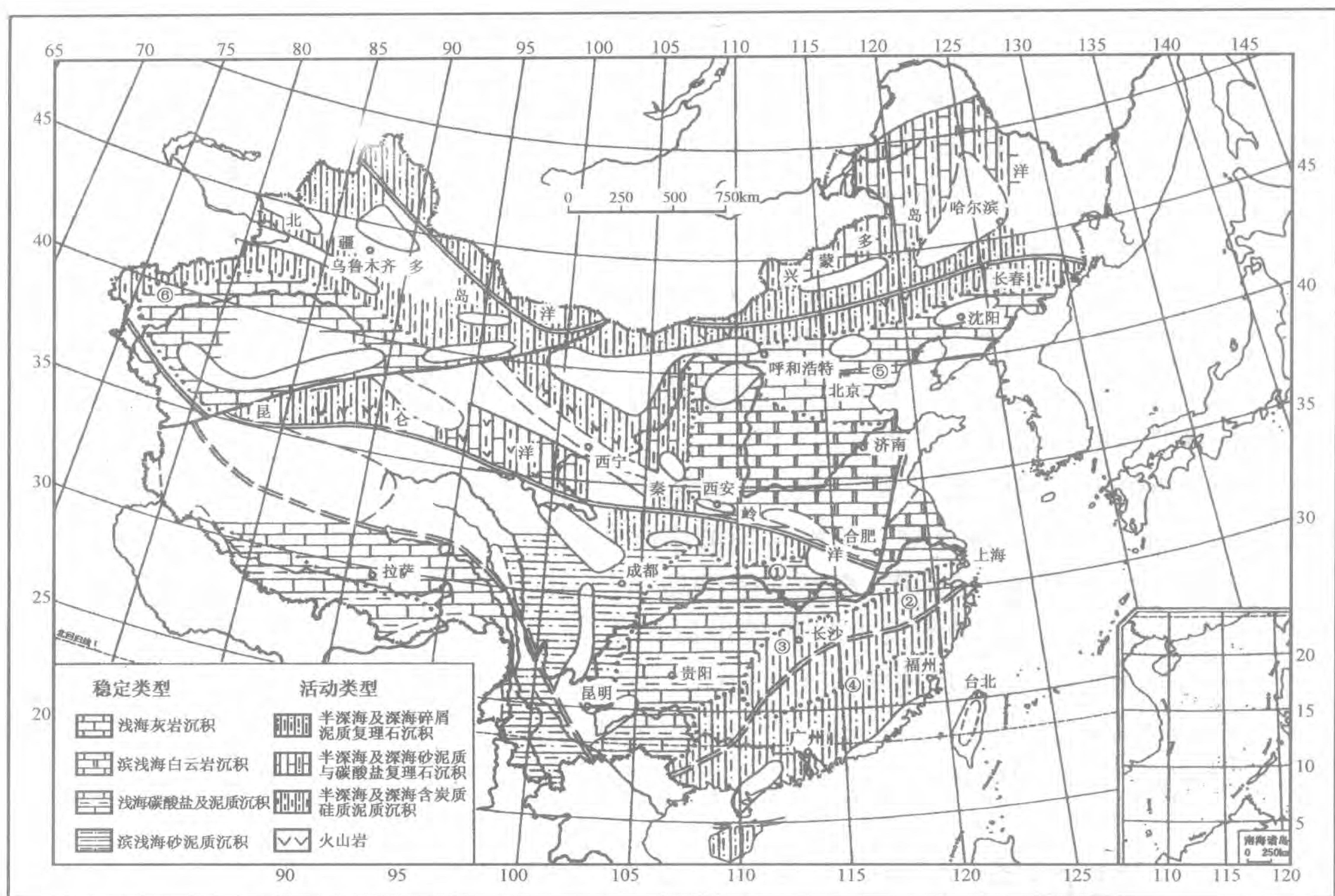


图 3-21　中国早奥陶世古地理图(据刘本培等,1996)

短直接影响图件的精度。一般来说,成图的时间单元越短,越能反映工区的沉积环境。但是,成图单元划分越细,在大范围内准确的地层对比越困难。所以工区范围越大,选择的比例尺越小,反映的环境也越粗略。编图过程通常分为以下三步:(1)在地理底图上标明单剖面相分析的成果(常用柱状剖面图表示),以直观地反映研究区沉积相的纵向变化(图 2-8)。(2)在单剖面相分析的基础上,将某些剖面线上不同地点同一层位的沉积相进行比较,了解同一层位在不同地点的相变情况。剖面线一般垂直主要沉积相带的展布方向,以便分析其控制因素和最大限度地展现地史时期地层岩性或沉积相的空间分布情况。(3)将各剖面线相分析的结果表示在平面图上。

第四章　地层形成的构造环境

地球处于永恒的运动之中，大地构造运动主要表现为地壳或岩石圈在水平方向和垂直方向的运动，一般以新近纪开始为界，把构造运动分为新构造运动和古构造运动。新近纪以来的称新构造运动，其中人类有文字记载的又称现代构造运动；新近纪以前的称古构造运动。

大地构造控制着地层的发育，如各大陆在水平方向发生大规模的运动，可导致大陆之间的离合，同时造成古生物、古地理和古气候等沉积环境的差异，地表的差异升降造成不同环境的沉积物性质、几何形态及空间分布等方面的差异。所以了解大地构造有助于掌握地层的分布规律和构造状态。地层的特征可反映大地构造环境。例如，通过沉积地层的粒度分析可知物源区远近，进而可知地表的起伏情况；根据地层的沉积特征可推断沉积速度和水深；若地层中夹有熔岩层或火山碎屑岩层，可反映该地层沉积过程中曾有火山喷发；地层褶皱变质反映地层形成后发生过褶皱运动和变质作用。综上所述，研究构造运动保留在地层中的各种形迹，可以了解大地构造状态及其演化过程，进而划分构造分区和构造演化阶段，恢复不同地区或不同块体之间的相互关系及演变。

现代构造运动多依据考古、仪器测量及地貌特征来推断。古构造运动可通过地层的岩性、化石、接触关系、厚度、沉积相、沉积组合及构造形态分析等历史构造分析的方法来研究。

第一节　古构造分析

一、沉积物组分和沉积组合分析

沉积组合（Sedimentary association）又称沉积建造（Sedimentary formation），指一定地质时期形成的能够反映沉积过程中主要构造环境的沉积相共生综合体。沉积组合及沉积物的组分、结构、几何形态和沉积速度都是地壳构造环境的客观反映。一个地区如果长期整体大面积缓慢升降，就会呈现广阔的平原、台地或陆棚浅海，反映地壳活动性较弱，代表地壳相对稳定的构造环境。一个地区如果大幅度升降，就会呈现陆地上的高峻山脉、山间盆地或海域中的岛弧、海沟、边缘海面貌，反映地壳构造活动强烈，代表显著活动的构造环境。构造相对稳定的地区与活动的地区在构造运动的幅度和速度方面的重大差别必然对外动力地质作用产生巨大的影响。构造相对稳定区经长期均夷作用夷平后，其风化、剥蚀、搬运作用可以充分进行，沉积物中的不稳定物质多已分解破坏，所以成分及粒度分选和磨圆度都较好，成熟度高。如滨岸环境由于潮汐、海浪的反复冲洗，可形成成熟度较高的纯净石英砂及潟湖粘土沉积，而且由于长期的夷平作用，地势平缓，海侵范围广阔，沉积体的几何形态常呈稳定的板状（席状）。构造活动的地区地势相差悬殊，地震、滑坡频繁，风化剥蚀的产物未经远距离搬运就急剧堆积下来，沉积体分布面积不大但厚度巨大，加上沉积物来不及改造，所以成熟度低，多为岩屑，成分复杂，分选差，不会出现纯净的石英砂岩。

各种环境的沉积都不是孤立存在的，它们的时空分布特点及其与周围相邻沉积相的共生组合关系都受构造环境控制。按地壳的构造活动程度，一般将构造环境分为相对稳定和活动

两大类型，相应的各种沉积组合也概括归纳为稳定类型和活动类型两大类。

在大陆上，稳定的构造环境主要发育在广阔的准平原、内陆盆地及近海平原，相应的沉积组合为河湖碎屑组合、近海盆地含煤碎屑组合等。活动类型的构造环境以强烈上升的高峻山系和巨大的陆缘火山活动带为代表，巨厚的山麓山间粗碎屑磨拉石[1]组合和大陆火山喷发—碎屑组合为其典型产物。

在海洋中，广阔的陆表海、陆棚海为稳定的构造环境，相应的沉积组合为稳定的滨浅海碎屑岩或碳酸盐岩组合。例如，我国华北大面积稳定分布的寒武系碳酸盐岩席状体厚度仅数百米，属于陆表海稳定沉积组合。活动大陆边缘的弧后海、弧间海、深海沟和远洋盆地为活动类型的构造环境，相应的沉积组合为活动类型的岛弧海岩屑杂砂岩—火山喷发组合、半深海至深海砂泥质复理石组合及包含超基性、基性岩和放射虫硅质岩的蛇绿岩套组合。例如，北亚萨莱伊尔山区寒武系海绵礁灰岩与火山岩、碎屑岩交互出现，相变迅速，总厚超过5km，为火山岛弧海活动类型沉积组合。

在稳定类型和活动类型之间，还有一些过渡类型的沉积组合，如近海沉陷盆地碎屑泥质组合、海陆交互相碎屑泥质组合、非补偿边缘海碳质硅质组合、陆棚泥质碳酸盐沉积组合等。过渡类型的沉积组合常常被简化归并到活动和稳定两大沉积组合类型中。

二、盆地分析

大地构造状态决定了盆地的类型和特征，不同类型的沉积盆地及其沉积组合代表不同的大地构造背景和不同的构造阶段。如克拉通盆地主要分布于大陆板块内部，大陆边缘盆地分布于大陆板块边缘地带；被动大陆边缘盆地形成于大地构造伸展期，活动大陆边缘盆地形成于大地构造挤压期；与大陆碰撞有关的盆地形成于岛弧与大陆板块碰撞及大陆板块与大陆板块碰撞的构造背景下，形成碰撞造山带。沉积特征和沉积盆地的类型与其所处的大地构造位置密切相关（图4－1）。分析一个盆地的地层层序、岩石组合类型、接触关系等特征，即可得知该盆地所在地区的大地构造性质及其沉积组合在空间的分布规律。

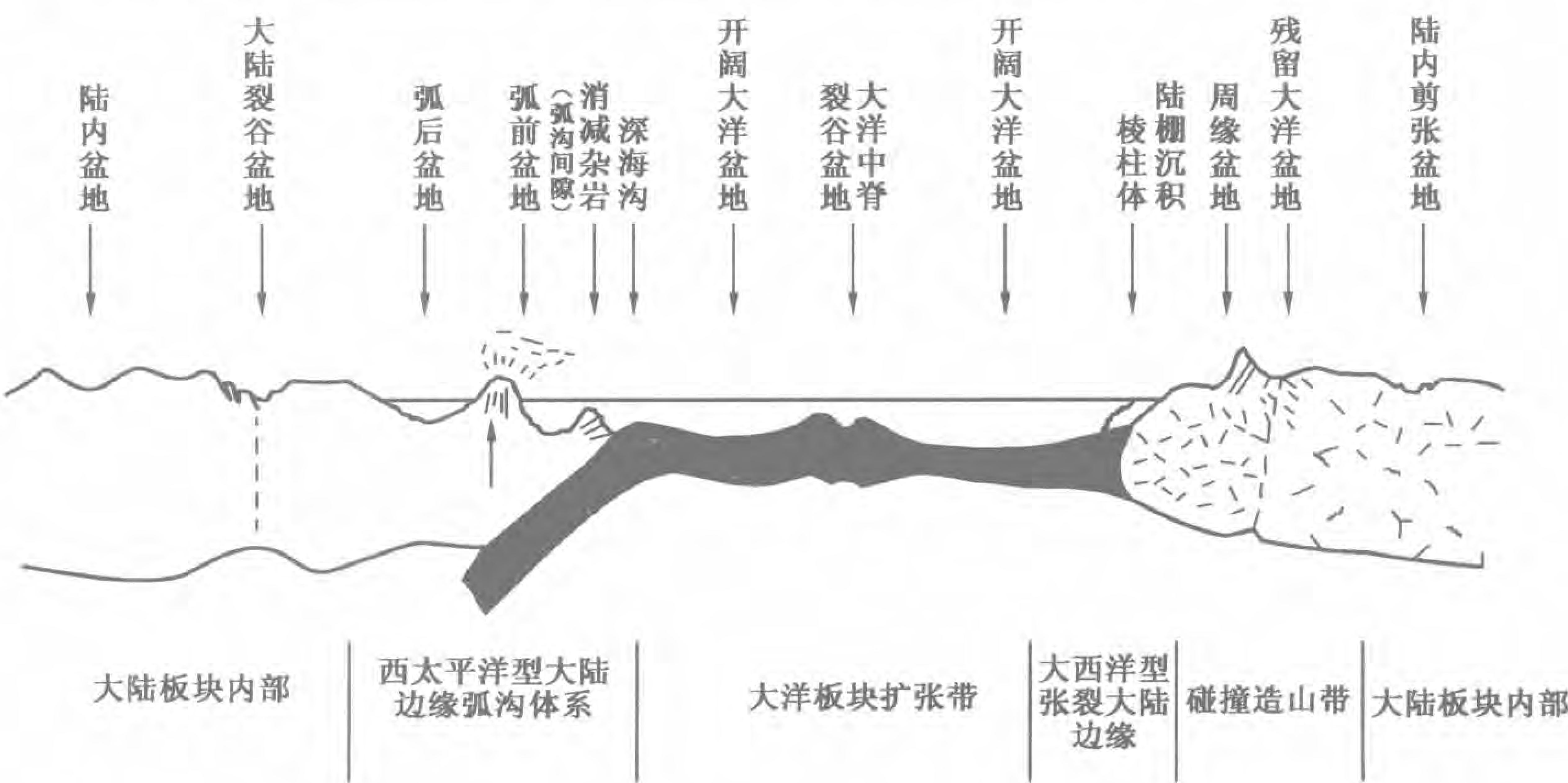


图4－1　板块构造中的部分沉积盆地分布示意图（据Dickinson，1974）

---

[1] 磨拉石建造为板块碰撞、大陆边缘褶皱隆升，在山间盆地或山麓前缘快速堆积而成的巨厚的以砂、砾岩为主的碎屑岩组合，其成熟度低（分选、磨圆差，成分复杂），相变急剧。

三、沉积厚度及沉积相分析

一般来说，地壳上升的地区遭受剥蚀，反之则接受沉积。地壳不断下降，沉积厚度也随之加大，所以沉积厚度分析是研究地壳垂直运动的一种重要手段。例如，钻井资料揭示，天津附近海平面以下700m处仍为更新世以来的河流沉积，这说明该地区更新世以来地壳下降了700m之多。影响沉积厚度的因素很多，如沉积速度、海平面升降、地壳升降等。根据沉积物厚度推断沉积盆地的构造状况时，应考虑下列几种情况：

（1）补偿沉积，即盆地基底下降速度与沉积物堆积速度大体一致。补偿沉积使盆地水深保持不变，沉积相无明显变化，这种盆地称为补偿盆地，其沉积物厚度等于盆地基底的沉降幅度。补偿沉积在构造活动区和相对稳定区有不同的特点，一般来说，活动区的沉陷速度和幅度通常较大，快速沉陷，快速补偿充填，形成巨厚的成熟度低的粗、中碎屑沉积。相对稳定区的沉陷速度和幅度都较小，常常是缓慢沉陷，缓慢沉积，形成成熟度较高的沉积。例如，纯净的石英砂岩为浅海陆棚缓慢沉降、缓慢补偿的典型沉积，陆源碎屑盆地的沉降中心以快速沉降、快速补偿为特点。

（2）非补偿沉积，即盆地基底沉降速度大于沉积物堆积速度，沉积物不足以补偿盆地的下降幅度，导致盆地水体加深，由浅水相变为深水相沉积。快速沉降使沉积物得以保存，所以非补偿沉积有利于油气生成。陆源碎屑湖泊的中心深水区常常为非补偿沉积。非补偿沉积的沉积物厚度小于盆地基底下降的幅度。如果水体加深到碳酸钙补偿深度以下，碳酸盐被溶解，沉积物会更少，常常只剩下硅质和火山物质。这种环境不利于底栖生物生存，生物相为浮游生物相。非补偿的海洋环境通常与洋壳增生（海底扩张）有关。

（3）超补偿沉积，即盆地基底下降速度小于沉积物的沉积速度，沉积物较粗，不利于烃源岩形成。超补偿沉积物源丰富，沉积物堆积厚度超过沉积区的沉陷幅度，从而使水体变浅，其沉积物以淤积、冲积为主。超补偿沉积往往出现在局部地区的某一时期。

影响沉积盆地水深的因素除构造运动外，还有气候变化等，要注意区分其影响因素。例如，水体变深（水进序列）既可由地壳下降非补偿沉积造成，也可由气候变暖海平面上升造成；水体变浅既可由地壳上升造成，也可由地壳下降超补偿沉积造成，还可由气候变冷海平面下降造成。一般来说，地壳上升导致水退形成的水退序列常常发育不全，有缺失。由于沉积物源丰富、沉积速度较快造成的超补偿沉积通常可全部或部分保存下来，所以在分析地壳运动时必须综合考虑厚度、沉积相和接触关系。

由于沉积物在成岩过程中受到压实作用的影响，所以利用地层厚度推断地壳沉降史时，首先应进行压实校正，把沉积岩厚度恢复到沉积时的沉积物厚度。另外，还要注意沉积相变化，准确地确定古水深。因为只有补偿沉积（沉积相不变）的厚度才等于地壳下降的幅度。确定古水深主要依据地层的沉积环境分析。陆生动物足迹可指示滨岸环境；藻类光合作用需要阳光，所以多生活于浅水区。如蓝藻、绿藻、轮藻等钙藻于水深36m之内最为繁盛，它们是推断水深的极好标志。

沉积盆地的构造沉降公式是：

$$Y = (\rho_m - \rho_s) \cdot s/(\rho_m - \rho_w) + h_w - \rho_m \cdot E/(\rho_m - \rho_w)$$

式中 Y——构造沉降幅度；

ρ_m、ρ_s 和 ρ_w——地幔、沉积物和水体的密度，一般为 $3.33g/cm^3$、$2.67g/cm^3$ 和

$1.04g/cm^3$；

s——去压实后的沉积厚度，可用回剥法求得；

h_w——沉积时的古水深；

E——相对于现代海平面的古海平面高度变化。

压实校正后的沉积厚度等值线图可反映盆地隆起和坳陷等构造的分布及沉降幅度。将不同时期的厚度等值线图按时间顺序对照分析，可了解一个地区的古地貌、古构造在时间和空间上的变化情况，如沉降区和水下高地的迁移等，从而推断沉积盆地的地质发展史。当整个盆地都是补偿沉积时，盆地中心地层厚度大，向边缘变薄，这种大的趋势主要受大地构造控制（局部的地层厚薄可能受古地形影响）。利用地层等厚图时，应注意厚度变化规律，若等厚线渐变为0，即0等厚线与其他等厚线平行，且与岩相及生物相分布规律一致，说明该处的0等厚线为当时盆地的沉积边界，反之可能是剥蚀造成的假尖灭（当时有沉积，后来被剥蚀掉了）。陆源沉积物总是在盆地的某些部位快速充填，在另一些部位则沉积缓慢，即一个盆地的沉积速度通常不是全盆地相同的。尤其是大陆上地形复杂，当大区域上升时，局部低洼处仍可接受沉积，所以陆相尤其是小盆地的地层厚度不能代表地壳升降的方向和幅度。火山岩系的厚度在很大程度上取决于古地貌形态与喷发强度，与基盘沉降幅度关系不大。构造运动可以使沉积盆地成为封闭或半封闭环境。在这种环境中，地层的岩性明显受水动力条件和气候的影响。例如，在干旱气候下，大气淡水补给量少于蒸发量，水体逐渐咸化、浓缩可形成蒸发岩。深部的盐层受到上覆地层的不均匀负荷压力发生塑性变形，常形成有利于圈闭石油和天然气的盐丘或刺穿构造。在油田常常将厚度分析法与相分析结合起来，判断沉陷的性质，确定沉降中心、沉积中心及古地貌情况。一般来说，砾岩、砂岩在盆地边缘较发育，靠近物源区。在盆地边部，如果局部地层呈舌状增厚，岩性为分选较好的砂岩，很可能是三角洲沉积。盆地内部的古隆起附近也可出现浅水相沉积。在一些断陷盆地，沿边界大断层沉降幅度很大，常形成很厚的洪积—冲积相砂、砾岩，这种沉积厚的地方为沉降中心。如果盆地的中心部位沉降幅度最大，形成很厚的深水沉积，说明该盆地的沉积中心与沉降中心一致，对生油极为有利。

地层厚度等值线图可反映一个地层单元的几何形态，不仅用于古构造分析，对沉积相分析也有重要意义，还可用于设计覆盖区探井目的层的深度及完钻井深。因为大型湖盆和海盆的地层等厚图（不是剥蚀残余厚度）可以反映沉积边界、厚度变化趋势及变化幅度。例如，由图2－7(b)可知，华北地区太原组的厚度在东南部较大(50m左右)。

地层厚度等值线图的绘制方法是在井位图或地理底图上标出某一地层（成图单元）在各个剖面点的厚度数据，然后用内插法勾绘厚度等值线。勾绘厚度等值线时，要注意分析区域地层的厚度变化趋势，先把厚度异常区即厚度明显大或小的区域勾绘出来；还要考虑沉积相及物源等因素，力求图中地层厚度变化符合实际。

四、地层接触关系分析

地层中的间断面和不整合面是地壳运动的直接反映，所以又称地壳运动面。它们在推断地史时期的地壳运动方面有重要意义。

一般来说，地层整合接触反映地壳持续下降接受沉积。实际上，在沉积过程中，任何一个层面都代表沉积的间歇。在海平面以下接近平衡状态的稳定地区，沉积作用缓慢，甚至有长时期的沉积间断，在特殊情况下可以发生海底局部冲刷和磨蚀。在传统地层学中，只要没有一定广度的陆上剥蚀作用导致先成地层的广泛缺失，则新、老地层的接触关系仍可认为是连续的。

因此，在传统地层学中，不连续是指陆上剥蚀形成的广大范围内的地层缺失。传统意义的不整合通常包含了基盘上升、沉积中断、陆上剥蚀和再度下降接受沉积的整个过程（王鸿祯，1980）。例如，平行不整合可反映该地区下伏地层形成后地壳曾整体抬升，先成地层遭受剥蚀，之后又下降接受沉积；角度不整合可反映沉积区地壳曾下降接受沉积，形成下伏地层后发生水平运动，上升成陆，下伏地层遭受不同程度的褶皱等构造变形，通常还伴有岩浆作用、变质作用及风化剥蚀，之后又下降接受沉积。

沉积岩与下伏岩浆岩之间的沉积接触表明上覆沉积岩形成之前曾发生岩浆活动，侵入接触表明沉积岩形成以后又被岩浆侵入。

地壳运动发生的时间可根据相互接触的新、老地层或断层两盘地层的时代来定。不整合的形成时间介于其上覆和下伏的地层时代之间。

地层不整合接触反映地壳运动的特点和性质发生了阶段性的变化。因此，不整合面是地史阶段划分的自然界线和重要标志。

五、其他方法

构造运动极为复杂，其研究必须是多方面的。上述方法对于垂直运动的研究都很有效，对于水平运动还要用区域地质—古生物地理比较法等，即研究不同地区同一时期的区域地质和古生物组合面貌，若它们有很多共性，则说明它们曾连在一起，后来才分离开的。例如，二叠纪的舌羊齿植物群发现于南美洲、非洲、澳大利亚、南极洲和印度大陆等地（即冈瓦那大陆，也称南方大陆）及我国珠穆朗玛峰地区，虽然一些植物叶和孢粉可能被远距离搬运，但整个植物群搬运过海是不可能的，由此推断当时南方各大陆是连在一起的，珠穆朗玛峰地区曾是南方大陆的一部分，后来才分开的。反之，若现在紧邻的地区若在同一地质时期地质特征截然不同，则说明它们原来并非相邻，而是后来才移至一起的。构造运动的研究还有平移断层和转换断层研究法等多种方法。不同类型的构造运动的研究方法不尽相同，工作中应具体情况具体分析。

总之，研究地层应注意寻找构造方面的信息，尽可能把建造与改造、形变与相变的研究结合起来，以弄清地层形成的古构造环境。

第二节　大地构造分区

对于构造运动的形式及构造分区，不同学者有不同的观点，这里仅介绍槽台说和板块说。

一、槽台说

槽台说即传统大地构造学说。它认为地壳以垂直运动为主，一个地区地壳持续上升可成为陆地或山脉，反之可能成为海洋，其位置是固定不变的，所以槽台说即固定论。槽台说把地壳分为较稳定的地台区和活动的地槽区两种基本构造单元。

地槽区即狭长的构造活动带。地槽的发展过程一般分两大阶段：第一阶段以强烈下降为主；第二阶段以上升为主，也称回返阶段。在回返过程中，岩层发生强烈褶皱、断裂，并伴有大规模的岩浆活动和变质作用，形成褶皱带（褶皱山系）。地槽由强烈下降接受沉积的海槽到强烈上升成为褶皱带的构造发育过程为一个地槽（褶皱）旋回。

地槽（活动区）内的地壳运动频繁，运动速度和幅度都很大，一般是快速下降、快速沉积，形成巨厚的成熟度低的活动类型沉积，其沉积体巨厚、狭长，岩性和厚度在横向上变化快。地

槽区的地层常褶皱变质,所以常见角度不整合或异岩不整合接触。海槽褶皱上升成为褶皱带,标志着地槽发育的结束。随着褶皱带的形成,构造活动趋向平缓。地槽发展过程中形成的多个不整合代表不同时期的地壳运动,形成每一个不整合的地壳运动称为一个褶皱幕(也称造山幕或构造幕)。

地台区是面积广大的相对稳定地区,通常构成大陆的核心。地台区的最大特点是具有双层结构,下部是活动期(地槽期)形成的褶皱变质基底(Basement),即经过强烈褶皱及多次岩浆活动和变质作用形成的复杂岩系;上部是地台期(稳定期)形成的沉积盖层(Cover strata),沉积盖层由稳定类型沉积构成,如纯净的石英砂岩组合是地台区特有的。

沉积盖层与褶皱变质基底之间是最大的一级不整合,多为角度不整合或异岩不整合,它说明该区曾经历强烈下降、褶皱上升及岩浆活动和变质作用等活动阶段,之后趋于稳定形成沉积盖层。

地台区(稳定区)的地壳运动主要是大面积的缓慢升降运动,由于运动幅度和速度较小,所以沉积物成熟度较高,沉积矿产发育,沉积体宽展,很少变质。沉积盖层之间多为整合或平行不整合接触。

综上所述,地槽、地台有时间的含义。形成于寒武纪以前褶皱基底之上的地台一般称为古地台,简称地台。形成于寒武纪以后褶皱基底之上的地台通称年轻地台,例如,加里东年轻地台在古生代早期形成褶皱带(加里东褶皱带),古生代晚期及更新的地层构成其沉积盖层;同理,海西年轻地台的褶皱基底是古生代晚期形成的,其沉积盖层由中生代及更新的地层构成。

缺少沉积盖层,变质基底直接出露地表的部分称为地盾(Shield)。

二、板块说

(一)板块说的主要论点

板块说即全球构造学说。板块说认为,岩石圈被各种类型的构造活动带(洋中脊、海沟、转换断层、古缝合带等)分割成若干刚性的薄板状块体,称为板块。地幔物质对流使岩石圈板块在软流圈上滑动、漂移,不断生长、扩张和消亡,所以地壳以大规模的水平运动为主,构造活动主要是各板块相互作用的结果,因此板块内部是相对稳定地区,而板块边界则是地表构造运动最活跃、最集中的地带,绝大部分地震和火山活动都发生于板块边界。板块在洋中脊裂谷带拉开,形成新洋壳(海底扩张),旧洋壳在深海沟—岛弧带俯冲消亡,所以洋壳的年龄较新。

(二)古板块恢复方法

现在的大陆是在漫长的地史时期内,陆壳地块和洋壳海盆不断开裂以及多次碰撞拼合的复杂记录,古老的洋壳只能在地缝合线的蛇绿岩套或蛇绿混杂体中保存一些残迹(现代洋壳的年龄一般不老于侏罗纪),所以恢复古板块是一项复杂而艰巨的工作。

板块构造作用的痕迹主要保存在板块的边界,通过古洋脊、古碰撞带、古转换断层等板块边界(特别是古碰撞带)的研究可恢复古板块。

1. 地缝合线追踪法

地缝合线(Suture)是巨大而复杂的地壳碰撞接合带,是不同板块碰撞和俯冲消减作用留下的直接证据,其两侧地块的地质发展往往有重大差异。沿地缝合线断续分布有蛇绿岩套、混杂堆积、高压变质带等特殊的地质记录。

蛇绿岩套(Ophiotite suite)是由代表洋壳组分的超基性—基性岩(橄榄岩、蛇绿岩、辉长岩)、枕状玄武岩和远洋沉积(放射虫硅质岩、软泥等)组成的共生综合体。其中的超基性—基性岩代表板块碰撞时沿地缝合线挤上来的古洋壳残片。

混杂堆积(Melange)是海沟俯冲带的典型产物。其中既有一系列逆冲断裂切碎和推覆上来的洋壳或陆壳残片,又有因板块俯冲而刮下来的浊流、远洋沉积物及浅水区崩塌下来的先成地层的外来岩块。这种堆积的最大特点是不同成因、不同时代的岩块和深海细粒沉积混杂,不同时代的化石混杂。如我国台湾东部上新统—第四系的利吉组由层理混乱的深灰色巨厚泥岩和少量散布在泥岩中的外来岩块组成,含有孔虫 *Sphaeroidinella dehiscens* 组合带及部分中新统移置化石。利吉组为太平洋板块与欧亚大陆板块碰撞,沿消减带分布的混杂堆积。

高压变质带也是地缝合线的一个特殊标志。在海沟俯冲带,挤压应力强大,但温度不高,出现以蓝闪石片岩为标志的高压低温变质带。

除上述标志外,还有许多可以判断地缝合线位置的地质标志。如沉积组合类型的空间分布、地层序列与当时的构造古地理格局密切相关。所以,根据陆表、陆棚海—边缘海—岛弧海沉积组合的分布规律及地层序列,可推测板块俯冲带和地缝合线的可能位置。

2. 古生物、古地理、古气候分析

地史时期不同的板块处于不同的古纬度,其古地理、古气候环境不同,沉积特征也不同。一般情况下,热带海洋可形成生物礁、鲕粒滩、叠层石等特殊的沉积物,常见造礁珊瑚、钙质海绵等;干热气候区可出现石膏、岩盐,常见有干裂、晶痕等沉积构造;温暖潮湿的大陆可出现丰富的煤和植物及其孢粉化石等。由于板块之间的相对运动,纬度差别曾经很大的两个板块相撞在一起,就会出现地理及气候条件差异很大的沉积物和生物群彼此相邻,为推断板块边界提供重要依据。例如,石炭纪中国西部岗念喜马拉雅地块处于高纬度,冰水沉积发育,含海生冷水动物群化石;而其东侧的扬子板块当时处于低纬度热带区,有风暴沉积、鲕粒及膏盐沉积,富含复体珊瑚、苔藓虫及钙质海绵,陆生植物主要为高大的石松、节蕨和科达类,其中石松可高达 30~40m,树干不显年轮,反映热带气候。现在这两类不同气候条件下的沉积物沿班公错—怒江断裂彼此相邻,说明这条断裂带是板块边界,即地缝合线。

地史时期大陆与海洋的分布及其古纬度位置由于板块运动而不断变化,必然反映在生物区系的性质上。以现代陆生动物为例,亚洲与大洋洲之间存在著名的华莱氏线(图 4-2),该线西侧的 Sunda(巽他)动物群有狐、猴、鹿等,属亚洲大陆南部的东洋界大区;该线东侧出现的

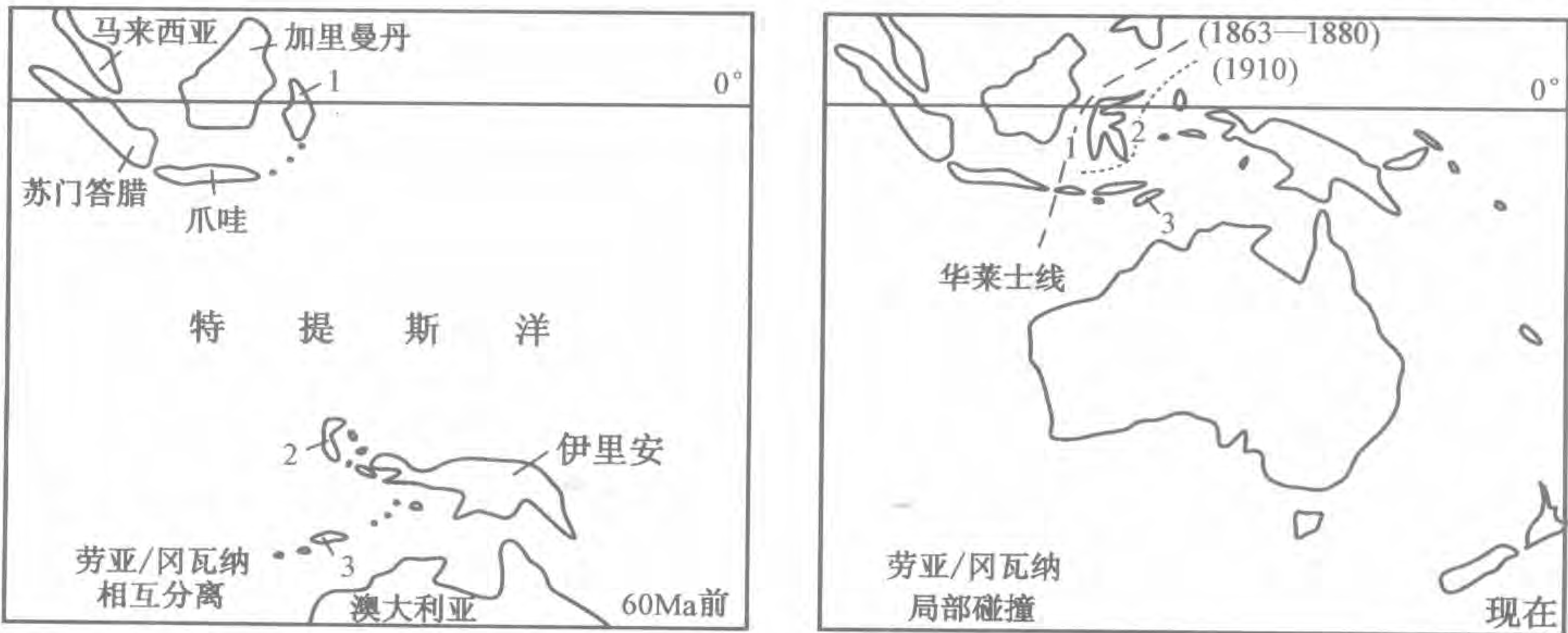


图 4-2 华莱士线与板块构造的关系示意图(据刘本培,1996)

1—苏拉威西岛西部;2—苏拉威西岛东部;3—帝汶岛

有袋类、极乐鸟等特殊动物群属于大洋洲界大区。这两大动物群分布区之间现在存有狭窄的深水海域。这两类陆生动物群的分布区基本上与亚洲大陆板块和澳大利亚板块的范围一致。地史研究表明,在新生代初这两个板块相距很远,其间有广阔的深海相隔,不可能发生陆生动物间的交流,导致华莱氏线两侧动物群面貌差异明显。华莱氏线附近的苏拉威西岛发现这两个动物群的混生现象,研究表明,该岛是由不同大陆分裂出来的两个微型地块拼合而成的,同样说明生物分区与板块构造密切相关。

3. 岩浆岩组合

岩石圈内的各种岩浆岩组合都受构造环境的控制。例如,大洋型拉斑玄武岩仅见于洋壳海域;钙碱型安山岩是火山岛弧或安第斯式陆缘火山活动带的典型产物,一般出现在俯冲带附近。在稳定大陆板块内部可出现大面积的溢流玄武岩,而被动大陆边缘的拉张裂谷中往往出现玄武岩和流纹岩的共生现象,与活动大陆边缘的岛弧火山岩不同。活动大陆边缘自海沟向大陆方向,可见到不同岩浆岩类或同一岩类中钾、钠元素含量有规律的增、减变化(图 4-3)。

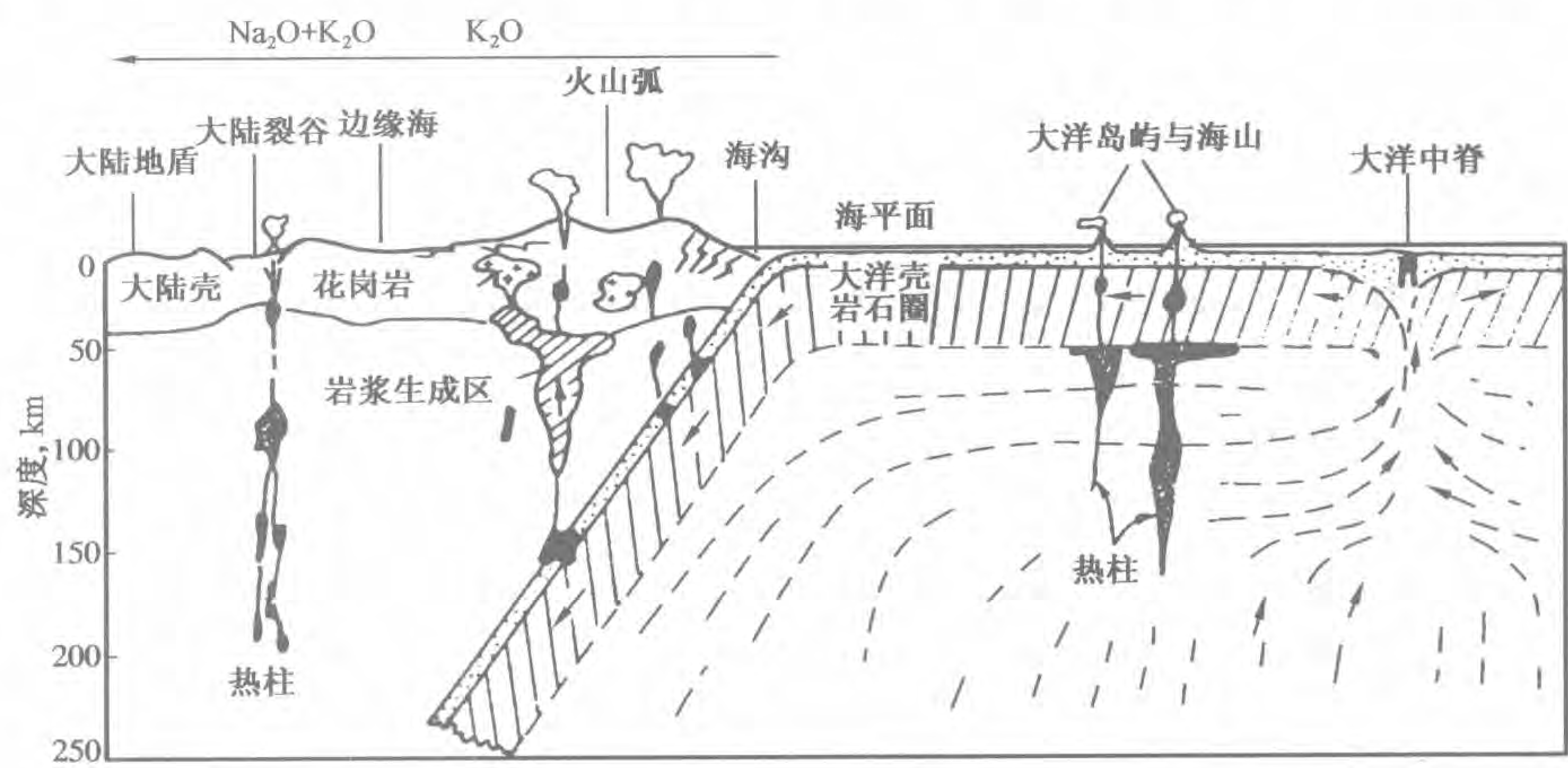


图 4-3 岩浆岩组合与板块构造(据 A. E. Ringwood,1969)

4. 古地磁学方法

磁性矿物形成时,由于受地磁场的影响,在岩石中保留了可以指示当时地磁特征的磁偏角(D)和磁倾角(I)等剩余磁性要素。采取退磁措施消除后来地壳运动对原有剩余磁性的影响,恢复岩石形成时的磁化方向,就可利用下式计算出古纬度(λ):

$$\tan I = 2\tan\lambda$$

例如,$I=49°$,则 $\lambda=30°$。

根据采样点的位置可以确定古板块当时的纬度,通过同一板块不同时期的地磁古纬度分析,可以推断古板块的运动方向和距离。例如,古地磁资料表明,石炭纪班公错—怒江断裂带以西的岗念喜马拉雅地块处于高纬度,该断裂带以东的扬子板块处于低纬度,这两个板块现在虽然相接在一起,但是在石炭纪它们曾相隔很远,后来不断靠近碰撞在一起,形成了班公错—怒江地缝合线。

根据剩余磁性要素,还可计算古地磁极的位置。一般假设古磁极与地球自转轴(地理极)的平均位置接近,所以根据古磁极和磁倾角可以恢复古板块的方位。极移轨迹即某一大陆不同地质时期古磁极位置的连线,可代表该大陆古磁极移动的路线。图 4-4 为北美洲和欧洲的

极移轨迹,二者不重合说明这两个大陆有过相对位移。如果以北极为中心,将欧洲的极移轨迹向西旋转,则两条极移曲线在志留纪至三叠纪期间基本重合,这说明当时这两个大陆是连在一起的,当时不存在北大西洋,此后,二者分离才形成北大西洋。极移曲线已成功应用于古大陆水平运动的研究。

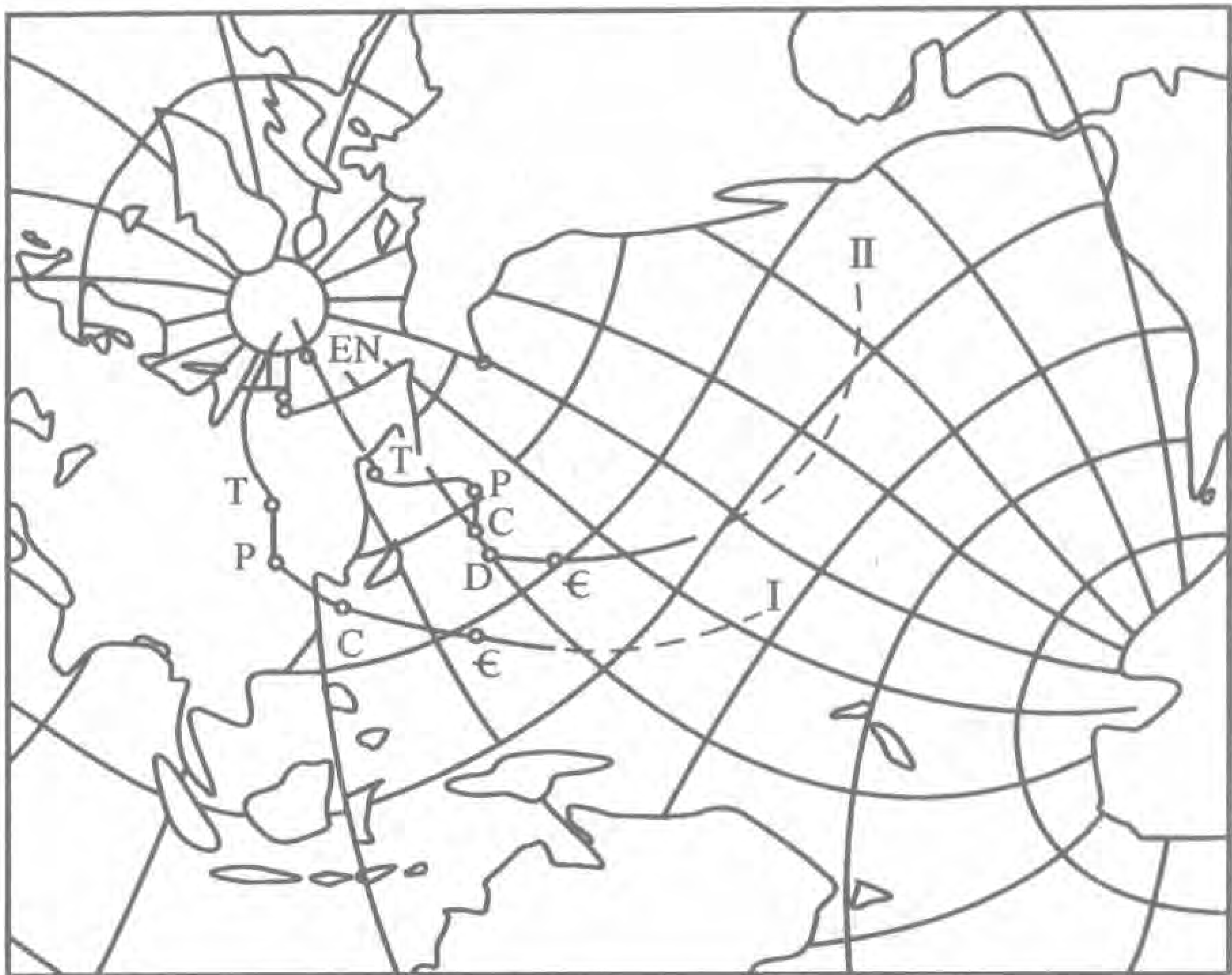


图 4-4　北美洲(Ⅰ)和欧洲(Ⅱ)寒武纪以来极移轨迹示意图(据 Runcorn,1962)

5. 古大陆边缘的识别

现代海洋研究表明,大陆边缘可分为两种类型:一是大西洋型,其边缘没有洋壳俯冲带,不存在岛弧—海沟体系,这类大陆边缘称为被动大陆边缘;另一类是太平洋型,其边缘有洋壳俯冲带,洋壳俯冲形成岛弧—海沟体系(西太平洋)或大陆火山弧—海沟体系(东太平洋),为活动大陆边缘。从沉积上看,大陆边缘既不同于大陆板块内部的稳定克拉通盆地,也不同于大洋盆地。被动大陆边缘除沿岸地区外,陆棚浅海、陆坡—陆隆的深水沉积和海底浊积扇发育,而活动大陆边缘岛弧火山岩及共生的海沟深水浊积岩发育。从构造变形来看,大陆边缘的变形程度介于大陆克拉通和古缝合带之间。

三、大地构造分区和中国古板块划分

通过地层的沉积组合及接触关系等综合分析,可以推断一个地区的构造性质及构造活动程度。不同地区同一时期有活动与稳定的差别,同一地区在漫长的地史发展过程中也有活动与稳定的转化,所以历史构造分析中的活动和稳定总是指一定的时期而言的。大地构造分区主要是根据构造活动程度及历史分析的原则按不同的构造阶段进行的。一级构造分区有稳定的板块区和板块间的构造活动带两类。二级构造分区包括稳定板块区内较活动的裂陷槽、陆内的碰撞带、板块间相对稳定的地块和微板块等。

根据地缝合线的分布及古生物、古地理、古气候分析,可将我国古大陆分为不同的古板块。它们以若干古缝合线相隔,这些古缝合线包括:华北—塔里木板块北部边界的艾比湖—居延海至索伦—西拉木伦线,分隔华北—塔里木板块、柴达木板块、秦岭微板块、扬子板块的修沟—玛沁—勉略线、北祁连线、丹凤—信阳线,扬子板块、义敦微板块、昌都—思茅微板块、东南亚板块、羌塘微板块、冈底斯微板块、印度板块之间的甘孜—理塘线、金沙江—藤条河线、北澜沧江—昌宁—孟连线、班公错—怒江线及雅鲁藏布江线,分隔扬子板块与华夏板块、南海板块的江绍—钦防线和琼州海峡线等(杜远生等,1998)。

第三节　构造旋回和构造阶段

板块说认为,大陆板块分离导致大洋盆地形成,大洋盆地萎缩封闭导致大陆板块聚合,大陆板块之间的碰撞导致造山带形成。加拿大学者 Wilson(1973)根据现代地表各海洋和大陆

的研究，系统归纳了大陆板块离合及洋盆演化的多阶段发展模式，即威尔逊旋回，他把洋盆演化分为六个阶段：(1)胚胎期，在大陆板块内部因伸展拉张而形成大陆裂谷（尚未出现海洋环境），如东非裂谷带；(2)幼年期，陆壳继续开裂，开始出现狭窄的海槽，局部出现洋壳，如红海；(3)成熟期，大洋中脊向两侧不断扩张，海洋边缘尚未出现俯冲消减现象，所以大洋迅速扩大，如大西洋；(4)衰退期，大洋中脊继续扩张增生，但大洋边缘一侧或两侧出现俯冲消减现象，使海洋渐趋萎缩，面积缩小，如太平洋；(5)残余洋盆期，随着洋壳海域的缩小，两侧陆壳相互逼近，其间仅残留小型洋壳盆地，如地中海；(6)消亡期，随着大陆板块的拼合碰撞，洋盆最终闭合，海域消失，转化为高峻山系，沿碰撞带（古缝合线）可残留洋壳残片（蛇绿岩套），如阿尔卑斯—喜马拉雅造山带。

威尔逊旋回反映了大陆板块离合及大洋盆地的演化历史。大陆板块离合及洋盆演化的开合过程都伴有板块内部及板块边缘的规律性沉积和构造事件，并在大陆板块之间形成高峻山系，相应的，在稳定的板块内部也出现大规模的地壳升降和海平面升降的旋回性变化。这种旋回性的变化规律反映全球岩石圈演化的自然阶段，即构造阶段。地史中古板块的离合及古洋盆的演化情况复杂多变，上述威尔逊旋回不一定发育完整，小型或微型板块的分裂、拼合过程也有其特殊性，在研究工作中应具体情况具体分析。

与稳定的板块内部不同，位于板块边界的大陆边缘一般在早期强烈下降，接受沉积，晚期褶皱上升并伴随岩浆活动形成褶皱山系。在这一过程中，沉积作用、岩浆活动、构造变动和成矿作用都存在规律性的巨型旋回现象。一个大陆边缘由开裂沉降到闭合褶皱隆升成山的过程称为大陆边缘旋回或造山带旋回。从全球整体来看，与威尔逊旋回对应，大致每隔 $(1.5\sim2)\times10^8$a 左右有一批大陆边缘大体上同步转化为造山带。

根据全球性的威尔逊旋回或造山带旋回，可以划分构造旋回和构造阶段。一个旋回时期通常有一系列洋盆相继闭合，形成造山带（褶皱带）。构造旋回和构造阶段的划分和命名与传统槽台说的研究密切相关。一般以经典造山带所在地的名称（山名或地名）来命名。例如，根据欧洲早古生代末形成的加里东造山带、晚古生代形成的海西（华力西）造山带和中—新生代形成的阿尔卑斯造山带，相应划分出早古生代加里东（Caledonian）构造旋回和加里东构造阶段、晚古生代海西或华力西（Hercynian 或 Variscian）构造旋回和海西（华力西）构造阶段及中—新生代的阿尔卑斯（Alps）构造旋回和阿尔卑斯构造阶段。根据我国及东亚地区中—新生代岩石圈构造演化特点，可进一步划分出三叠纪的印支（Indosinian）构造旋回和印支构造阶段，侏罗、白垩纪的燕山（Yanshanian）构造旋回和燕山构造阶段，新生代的喜马拉雅（Himalayan）构造旋回和喜马拉雅构造阶段。各构造旋回、构造阶段的时限见表 4－1。

关于构造阶段和地壳运动的划分和命名，不同专家的观点不尽相同。王鸿祯等根据运动强化期把构造史分为大阶段（Megastage）和阶段（Stage），阶段之间的构造运动称为造山期。大阶段的划分标志是岩石圈稳定块体的形成和地表构造格局的改变。阶段的分界代表岩石圈构造发展的质变期。如阜平造山期大致与中太古代末陆核的形成相当；吕梁造山期大致与原地台的最后形成相对应；晋宁造山期可以分为早、晚两期，晚期与地台区的最终形成时期相当。据此，可以相应分出几个构造阶段或过程，并用阶段结束的造山期给以命名。表 4－1 列出了我国和蒙古的构造大阶段和主要地质事件。

表4-1 中国和蒙古的构造大阶段与地质事件(据王鸿祯等,2006,有改动)

Ma	地质年代 宙	代	纪	构造阶段 大阶段	阶段	构造和岩浆事件	生物和气候事件	海平面变化曲线
0	显生宙	新生代	第四纪	陆内发展大阶段	喜马拉雅造山二期	青藏地区陆内碰撞	北京猿人	
			新近纪			南中国海打开	冰川	
			古近纪		喜马拉雅造山一期 喜马拉雅阶段	华北和东北地区新生代玄武岩 青藏地区地壳和岩石圈加厚；	广东、内蒙古及蒙古国哺乳动物群	
100		中生代	白垩纪		燕山造山期	中国东部岩石圈减薄	辽宁西部热河生物群	
			侏罗纪		燕山阶段	中国北部、东北部及蒙古裂谷盆地；中国东部陆内碰撞花岗岩和钙碱性侵入岩	四川及云南恐龙类	
200			三叠纪		印支造山期	华夏地区大陆边缘火山岩 大别—苏鲁超高压变质岩带	新疆北部二齿兽及水龙兽	
		古生代	二叠纪	泛大陆或劳亚超大陆形成大阶段	海西—印支阶段	泛大陆和劳亚超大陆 扬子西部大陆溢流玄武岩	冈瓦纳及其边缘块体的冰成沉积	
300			石炭纪			云南西部玄武岩喷发 天山中酸性火山岩		
			泥盆纪					
400			志留纪		祁连造山期	中朝、塔里木、扬子和华夏的初步结合	华南无颚鱼类	
			奥陶纪		加里东阶段	南北祁连中性火山岩 地台型盖层层序为主		
500			寒武纪		萨拉伊尔造山期	中朝、塔里木、柴达木、扬子、华南之间的对接	澄江动物群 小壳动物群	
	元古宙	新元古代	震旦纪		萨拉伊尔阶段		中朝及塔里木的冰成沉积（新元古代末） 扬子类埃迪卡拉动物群	
600 700			南华纪				扬子庙河及瓮安动物群 扬子及塔里木冰成沉积（740~620Ma）	
800 900 1000			青白口纪	地台形成大阶段	晋宁造山期	泛大陆罗丁尼亚形成 扬子与华夏部分对接 中朝与扬子接近 东西昆仑向塔里木及柴达木增生	中朝及华夏宏观藻类	
		中元古代	蓟县纪		晋宁阶段	扬子西南和华夏西北碱性玄武岩		
1500			长城纪			中朝地台发育裂陷槽	中朝宏观藻类（中元古代） 多细胞藻类	
2000		古元古代		原地台形成大阶段	吕梁造山期 吕梁阶段	中朝地台克拉通化 塔里木南部和中朝北部拼接	中朝叠层石发育（滹沱期）	
2500						中朝统一基底形成		
	太古宙	新太古代						
3000		中太古代		陆核形成大阶段	陆核形成阶段	中朝北部和塔里木东北部的陆核结聚		
3500		古太古代						
		始太古代					原核生物（细菌、蓝藻）出现	
4000	冥古宙							

注:海平面变化曲线根据王鸿祯、史晓颖、王训练等(2000)资料综合。

第五章　岩石地层学

第一节　岩石地层学概述

地层的各种特征和属性都可用于划分对比，许多新理论、新方法为地层研究开辟了更多的新领域，但是目前还没有哪一种方法能够取代传统地层学方法。传统地层学主要围绕地层划分对比这一地层学的基本内容，从岩性和化石等方面建立各个地区的地层层序，同时确立其与标准年代地层表之间的时间关系。由于化石鉴定需要一定的时间，所以无论是根据露头还是根据钻井剖面建立地层层序，首先都是以岩石特征进行地层划分对比。

岩石地层学（Lithostratigraphy）即根据地层的岩石性质进行地层研究，通常要逐层研究工区地层的岩性、测量各层的厚度，并绘制地层剖面图，再按不同的岩性或岩石组合将地层剖面划分为不同类型或级别的地层单位。例如，岩性相同或大致相同的连续岩层可划分为一个基本岩石地层单位，之后再与层型或标准剖面及邻区划分的地层单位进行对比，理清其岩石地层位置。

岩石学方法的基本原理是：在地壳的发展过程中，无机界的发展与有机界类似，也有明显的阶段性和不可逆性。地层的岩性、沉积旋回、岩石组合及特殊矿物组合等都客观地记录了地壳的演变过程。在同一剖面上，不同的岩石特征（颜色、成分、结构、构造等）是不同沉积阶段不同沉积环境的产物，所以不同时代的岩层尽管某些岩石外表特征看来相似，实际上也有差异。在一定的范围内，由于沉积条件相同或相似，同一地层可表现为相同或相似的岩石组合，所以根据岩石特征可划分对比地层。

第二节　岩石地层学常用方法

岩石地层学常用的方法有岩性法、标志层法、沉积旋回法、接触关系法、地球物理方法等等，它们是地层划分对比的重要依据。

一、岩性法

在地层剖面中，沉积岩岩性的垂向变化意味着古地理环境随时间的推移而改变。在一定的范围内，相应的层段是同一盆地同一环境的沉积，具有相似的岩性及岩石组合，因此可根据岩性特征划分对比地层。图 2 - 1 为天津蓟县和北京昌平新元古界青白口系剖面。蓟县剖面地层发育较齐全，构造简单，化石丰富，厚度大，为我国北方中、新元古界的标准剖面。依岩性特征，蓟县剖面青白口系可分为页岩为主的下马岭组、以砂岩为主的龙山组和以泥灰岩为主的景儿峪组，龙山组又进一步分为下部的砂岩段和上部的页岩夹砂岩段。昌平距蓟县不远，与蓟县剖面对比，可同样划分。由于蓟县、昌平两剖面青白口系的沉积环境及距物源区的远近不完全相同，所以两剖面的岩性有差异，但是在弄清其岩性变化规律的

基础上，可以追踪。实践证明，这种划分不仅适合于蓟县、昌平两地，在整个北京西山和冀东一带都容易追踪对比。

沉积物主要来源于剥蚀区。随着剥蚀区剥蚀作用的不断进行，母岩的岩性发生变化，导致沉积区沉积物的矿物成分随之改变。沉积岩中的矿物成分按相对密度可分为轻矿物和重矿物，如锆英石、磷灰石、电气石、金红石、钛铁矿等为重矿物，它们在不同层位有不同的组合和含量。抗风化能力弱的不稳定物质在搬运过程中易遭破坏，因此，稳定与不稳定重矿物之比可反映母岩区的远近，同一物源区同一层位的重矿物组合及含量相似或有一定的变化规律。所以，在同一物源的情况下，重矿物组合及各种重矿物含量的变化规律可作为地层划分对比的依据，具体方法是：(1)首先选择一个剖面(或一口井)系统取样，分析、鉴定重矿物，建立重矿物标准剖面；(2)其他剖面有疑问的层段取样分析，之后与标准剖面对比确定其所属层位。如松辽盆地某井的泉头组第三段和第四段界线不易确定，对该井岩心取样分析后，依其矿物成分及含量变化趋势，即可将两段分开。岩石中原生的化学成因矿物、各种粘土矿物的含量变化等等也可用于地层的划分对比。

重矿物法一般适用于大型沉积盆地，因为多物源的小型陆相盆地一个沉积区往往受多个物源的影响，其重矿物成分及含量变化规律不明显，所以小型沉积盆地一般不用重矿物法对比地层。

碳酸盐岩中一些不溶于盐酸或醋酸的矿物，如石英、燧石、石膏、硬石膏、海绿石等，在垂向和横向的分布规律可用于厚层碳酸盐岩的划分对比。

二、标志层法

地层对比能否准确无误，标志是关键。岩石学方法划分对比地层常用标志层控制层位。选择标志层首先要研究地层剖面中稳定沉积层的分布规律，弄清其分布范围。一般来说，稳定沉积层多是在盆地均匀下沉、水域最广时的较深水环境下形成的，因为此时的沉积物分布范围最广，岩性和厚度较稳定，如湖泊沉积的黑色页岩等。若一个单层的特征不够明显，可以选择具有某种特征的多个连续沉积层的自然组合作为复合标志层。如松辽盆地明水组一段由灰黑、灰绿色泥岩和砂岩组成的两个正旋回可综合为复合标志层。

利用标志层对比地层时，不仅要注意标志层本身的特征及其在平面上的分布范围和相变情况，还要注意其邻层的特征，以免弄错层位，尤其是当剖面中存在几个岩性相似的标志层时，更要了解标志层邻层的特征及标志层在剖面中的顺序。例如，辽河断陷沙河街组一段中部有一层分布广泛的油页岩，其岩性及其视电阻率测井曲线都易于辨认，为井下对比的标志层，但是在西部坳陷的西斜坡上，该层相变为浅水相泥灰岩。利用标志层进行地层对比时，必须弄清标志层在空间的变化规律。根据分布范围、稳定程度及特征明显性，标志层可分为不同的级别。一级标志层在整个沉积盆地都有分布，如松辽盆地嫩二段底部的油页岩几乎可用于全盆地的地层划分对比(图2－19)。二级标志层(辅助标志层)分布于盆地内的某些地区，只能用于局部地区的地层划分对比。

三、沉积旋回法

不同的地层结构类型是不同沉积阶段、不同沉积环境的产物，多种岩层规律组合而成的有序多层式结构形成的各种旋回序列是地壳不同发展阶段的自然产物。在一定的范围内，同一地层形成条件基本相同或相似，形成相同或相似的沉积旋回。尤其是陆相沉积岩

性常常不稳定，而地壳升降或水体进退等原因造成的沉积旋回（韵律）比较稳定（分布范围较广），因此在陆相地层研究中，沉积旋回备受重视。由于造成沉积旋回的地壳震荡运动、气候变化及水体进退总是区域性的，所以同一时期尽管不同地点的沉积物特点可能不同，但是在同一沉积盆地、同一构造运动影响范围内，沉积物在地层剖面上的变化趋势相同，沉积旋回的性质相似，在横向上较容易追踪，所以根据沉积旋回划分对比地层比单凭某些岩性特征更准确、更方便。

由于各剖面所处的位置及距离物源区的远近不同，同一时期不同地点形成的旋回数目及其岩性不同，在同一时间间隔内盆地中央和盆地边缘沉积旋回的数目常常不等，地层的岩性、厚度也不同，但是在一定范围内，地壳升降运动的方向、水进或水退的趋势一致，所以旋回性质相同，因此沉积旋回法对比地层主要考虑旋回的性质。

地壳运动是不均衡的，每次构造运动或水体进退的持续时间、位移幅度、影响范围不同，而且在总体上升或下降及水体进退的背景下还有小规模的升降运动和水体进退，因此在地层剖面上沉积旋回常表现出不同的级次，即大幅度的旋回内包含若干次一级的旋回，利用沉积旋回划分对比地层应从大到小逐级进行。

不同级次沉积旋回的控制因素和影响范围不同，用于地层划分对比的范围也不同。一般来说，一级旋回的分布受盆地一级构造控制，可用于整个沉积盆地的地层划分对比；二级旋回可用于盆地内二级构造范围内的地层划分对比。由气候变化导致的全球性海平面升降造成的沉积旋回常常具有“同时性”特征，可作为年代地层划分对比的依据。

沉积旋回（韵律）法划分对比地层的一般步骤是：

(1)首先综合分析、推断岩石的成因类型并分析其横向和纵向变化规律，确定研究区的岩石共生序列和相序。

(2)按岩石成因类型的纵向变化规律划分各个剖面（各井）的沉积相和沉积旋回（图5－1），确定旋回类型和旋回组合。

(3)以旋回组合为单位进行对比。只要各剖面的一系列沉积旋回组合相似，即使旋回数目、厚度、岩性不同，也可认为它们的层位大致相当。图5－2是一个沉积盆地的横剖面图，该盆地经历了早期海退、后期海进的复杂历史。从几个剖面的对比可见，在相同的时间间隔内，各剖面的旋回数目和岩性都不同，但其旋回类型一致。该剖面按旋回类型可分为两个岩石地层单位，下部由水退型半旋回构成，上部由水进型半旋回构成，二者之间的界面大致为一个“等时面”。由此可见，沉积旋回法对比地层并非是不同剖面的旋回与旋回之间一一对比，更不是砂岩对砂岩、泥岩对泥岩的简单对比。

火山碎屑岩的韵律划分主要依据成分和粒度，自下而上为火山集块岩—火山角砾岩—凝灰岩等。

四、接触关系法

不整合面是地史阶段及地层划分的自然界线和重要标志。一些沉积间断时间较长的不整合面上常有底砾岩或铝质岩、铁质岩等具有标志作用的岩层（标志层），它们是地层划分的极好依据。构造运动引起的古地理、古构造等自然地理环境的巨大变化不仅造成沉积岩性的变化，同时也可造成生物界的变革。因此，大规模的不整合与生物界的变化往往吻合，与生物演化阶段相一致。由全球性海平面周期升降造成的不整合面具有“等时”或“近等时”的特征，可用于年代地层研究。

地层编号	层理类型	剖面	厚度 m	旋回曲线 水面 退↔进	岩性特征	沉积相类型
7			200~250		灰白色含砾粗砾岩、中砾岩和泥质粉砂岩组成间断正韵律。砂岩成分复杂，圆度分选不佳，具定向斜层理，倾角15°~30°左右，侵蚀切割现象显著	河流相
6			100~150		黑色碳质页岩为主，夹薄煤层，含大量植物化石及菱铁矿结核	沼泽相
5			150~200		灰色细砂岩、粉砂岩和页岩为主，夹少量泥灰岩及油页岩，泥灰岩及页岩中含大量淡水生物化石，在砂岩及粉砂岩中有斜层理及波状层理，分布较广，岩性较稳定	淡水湖泊相
4			150~200		黑色碳质页岩为主，夹灰岩及煤层，水平层理，含黄铁矿及菱铁矿结核，碳质页岩中含植物化石，灰岩中含海百合及有孔虫化石	（沼泽化潟湖）（滨海沼泽相）海陆交互相
3			100~150		灰色粉砂岩和页岩为主，夹薄层状灰岩，水平层理为主，其次为波状层理，页岩及灰岩中含苔藓虫及介形虫化石，体小壳薄	淡化潟湖相
2			200~300		灰黑色鲕状灰岩为主，夹中层状灰岩，岩性稳定，分布广，含三叶虫化石，底部有海绿石石英砂岩	浅海相
1			50~100		灰白色单成分砾岩，圆度和分选好，砾石排列有方向性，扁平面倾角小，含少量海生动物化石碎成，岩性不稳定，呈透镜状	滨海相

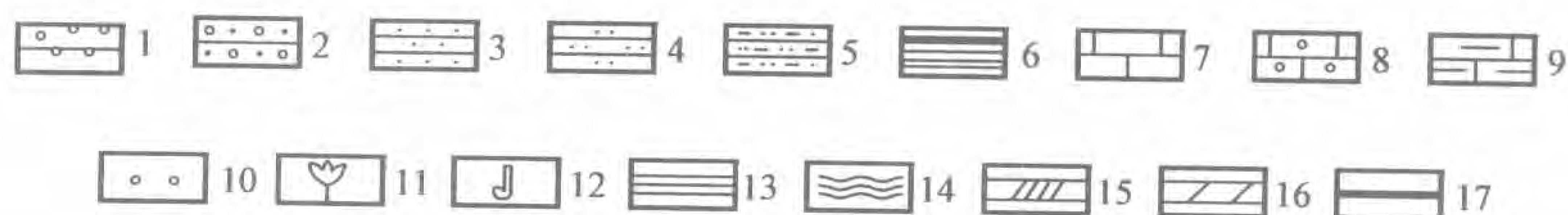


图5-1　沉积旋回示意图(据倪丙荣,1988,有改动)

1—砾岩;2—含砾砂岩;3—砂岩;4—粉砂岩;5—泥质粉砂岩;
6—页岩;7—石灰岩;8—鲕状石灰岩;9—泥灰岩;
10—黄铁矿及菱铁矿结核;11—植物化石;12—动物化石;
13—水平层理;14—波状层理;15—斜层理;16—韵律斜层理;17—煤层

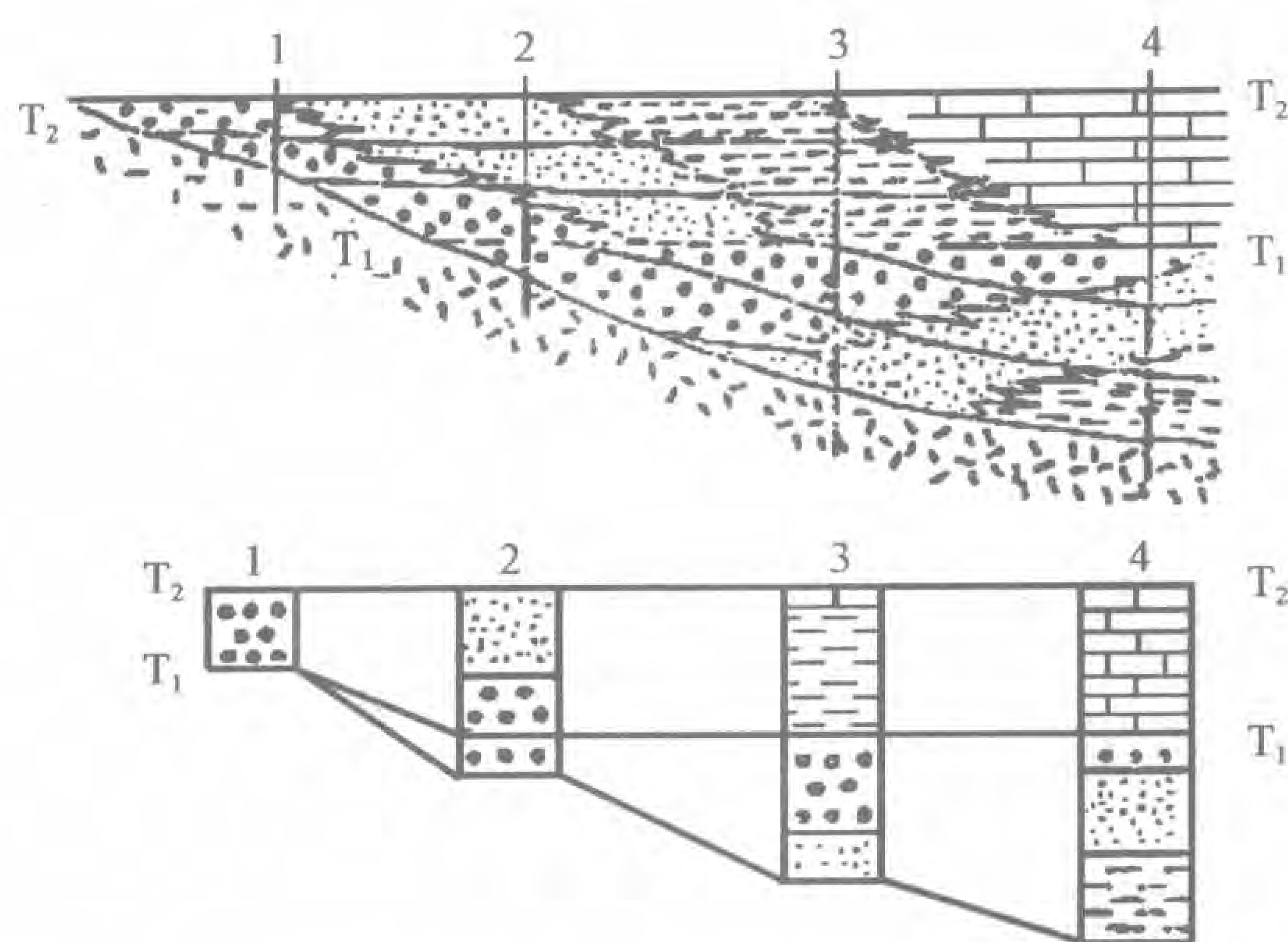


图 5－2　沉积旋回法划分对比地层(据李亚美,1985)

T_1T_1、T_2T_2 为等时面;1、2、3、4 为地层剖面

大规模的不整合面常常代表区域性的构造运动,有较大的分布范围。如果不同地区的地层为同一个可追溯的不整合面所限定,这些地层的层位就大致相当。例如,我国东南地区泥盆系与下古生界之间普遍存在角度不整合,这一不整合代表早古生代后期至泥盆系沉积之前发生的一次强烈构造运动(国际上称为加里东运动,我国南方称广西运动,北方称祁连运动),它是地史阶段划分的自然界线,是我国东南地区地层划分对比的重要标志。又如,华北—东北南部地区石炭系含煤岩系直接覆盖在奥陶系厚层灰岩之上,二者的接触面不平整,岩性和化石明显不连续,是华北—东北南部地区奥陶系与石炭系划分的自然界线。

五、地球物理方法

岩石的地球物理性质(弹性、导电性、磁性等等)受控于岩性及岩石中所含流体的性质,它们从不同侧面反映地下岩石的物质组成、结构、构造等岩性特征和岩石组合及其中所含的流体,因此广泛地用于缺少露头的地下地层及海底地层研究中。在油气勘探开发中较常用的地球物理方法有地震、测井等,这里简介如何利用测井资料划分对比地层。

虽然岩心是研究地下地质情况最直观、最可靠的资料,但是,钻井取心成本高,岩心只能局限于部分井段,因此油田地质研究的大量资料来自测井,如电测井、声波测井、地层倾角测井等等。

测井曲线能够提供钻遇地层的连续记录,清楚地反映地下岩石的岩性、岩性组合、沉积旋回、所含流体等特征(表 5－1),是地质人员间接研究地下地层和油、气、水等石油地质情况的重要依据。例如,从图 2－5 的测井曲线对比可知杏 185 井—杏 5 井姚家组的分布规律。

表 5－1　一些岩石在常用测井曲线上的表现

测井方法 / 曲线特征 / 岩性	声波时差 μm/s	体积密度 g/cm^3	中子孔隙度	中子伽马	自然伽马	自然电位	微电极	电阻率	井径
泥岩	大于 360	2.2～2.65	高值	低值	高值	基值	低平值	低值	大于钻头
砂岩	280～380	2.1～2.6	中等	中等	低值	明显异常	中等明显正异常	低到中等	略小于钻头
生物灰岩	200～300	比砂岩略高	较低	较高	比砂岩低	明显异常	较高明显正异常	较高	略小于钻头
石灰岩	165～250	2.4～2.7	低值	高值	比砂岩低	大片异常	高值锯齿状正负差异	高值	小于或等于钻头
白云岩	155～250	2.5～2.85	低值	高值	比砂岩低	大片异常	高值锯齿状正负差异	高值	小于或等于钻头
盐岩	约 220	约 2.1	接近 0	高值	最低(钾盐最高)	基值	极低	高值	大于钻头

在海拉尔盆地苏德尔特古潜山的研究中，利用全井眼地层微电阻率扫描成像等测井方法，结合岩心资料，研究裂缝发育特征，成功地预测了该区有利油气储集层的分布规律（张云峰、吕延防，2006；闫伟林、鲁红等，2006）。

划分对比地层常用视电阻率曲线、自然电位曲线、微电极曲线、双侧向曲线、自然伽马曲线、中子测井曲线等。各种测井曲线对不同地层反映的敏感程度不同，如放射性测井曲线划分对比碳酸盐岩地层效果较好。高瑞祺等(1994)总结了松辽盆地几条常用测井曲线的优缺点：微电极曲线对砂岩、粉砂岩、泥岩、泥质粉砂岩及含钙岩层反映明显，能够清楚地反映各个薄层的界面，可反映各岩层的储油性能，但它对一、二级沉积旋回反映不佳；2.5m 底部梯度视电阻率曲线能反映各级旋回的组合特征及各单层的分界面，但是对小于 1m 的薄层与过渡岩性反映不明显，而且高阻层以下的岩层易受屏蔽影响；0.45m 底部梯度视电阻率曲线适用于高电阻薄互层地层，但是它对沉积旋回反映不佳；自然电位曲线能反映旋回组合特征，但不能区分渗透性相似而岩性不同的岩层，岩层界线不明显，而且其幅度值受岩层厚度和钻井液性能影响，等等。综上所述，工作中应具体情况具体分析，综合运用多种方法，充分利用各种测井曲线的优点，就能使地层划分对比准确无误。

曲线的形态有钟形、漏斗形、箱形、齿形等（图 5－3），它们常常组成各种复合型，如漏斗形—箱形、箱形—钟形和漏斗形—箱形—钟形等。曲线形态反映沉积过程中能量及物源供应情况的变化，如钟形曲线反映水流能量向上减弱，正粒序或水进层序；漏斗形反映水流能量向上加强，反粒序或水退层序；箱形反映物源供给和水动力条件稳定的沉积过程；齿形反映沉积过程中水动力快速变化。

因为不同层位可能有相似的岩性及相似的测井曲线形态，所以地层划分对比不能仅仅根

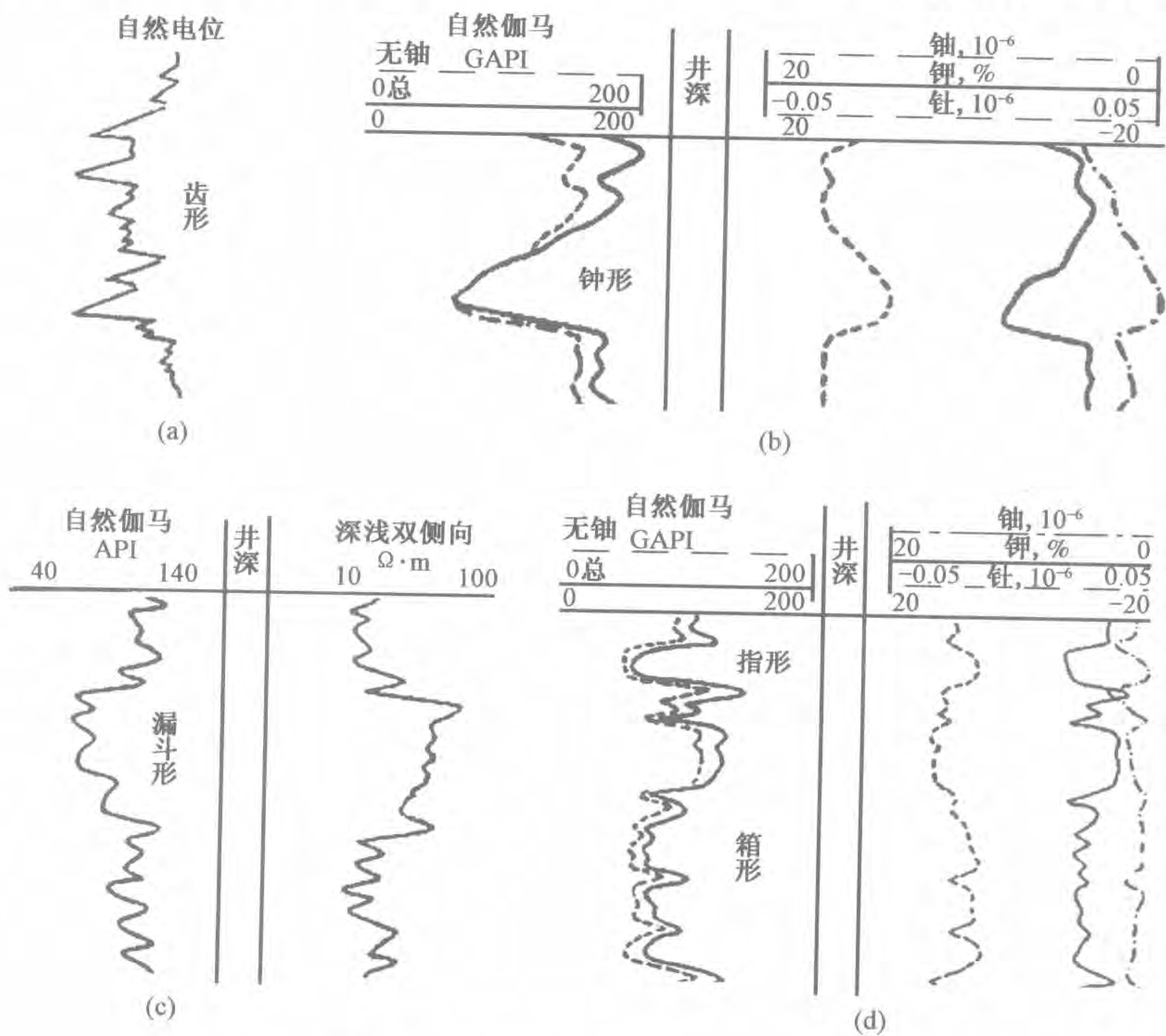


图 5－3　几种常见的测井曲线形态

据某一段曲线的特征。利用测井资料划分对比地层，主要是根据测井曲线的特殊层段和大套组合特征，综合考虑曲线的变化规律(同时考虑邻层的曲线特征)。即对较大的地层单位对比时，通常考虑曲线的大幅度变化和组合关系；对较小的地层单位对比时，主要考虑曲线的特殊形态、厚度、组合变化和电性变化规律。如图5-4中A层的自然伽马和中子伽马都是低值，B层的自然伽马和中子伽马都是高值，依据这些特征就可对各井进行追踪对比。图5-5的地层②以其正电位、高电阻的曲线特征区别于其上、下地层①和③。

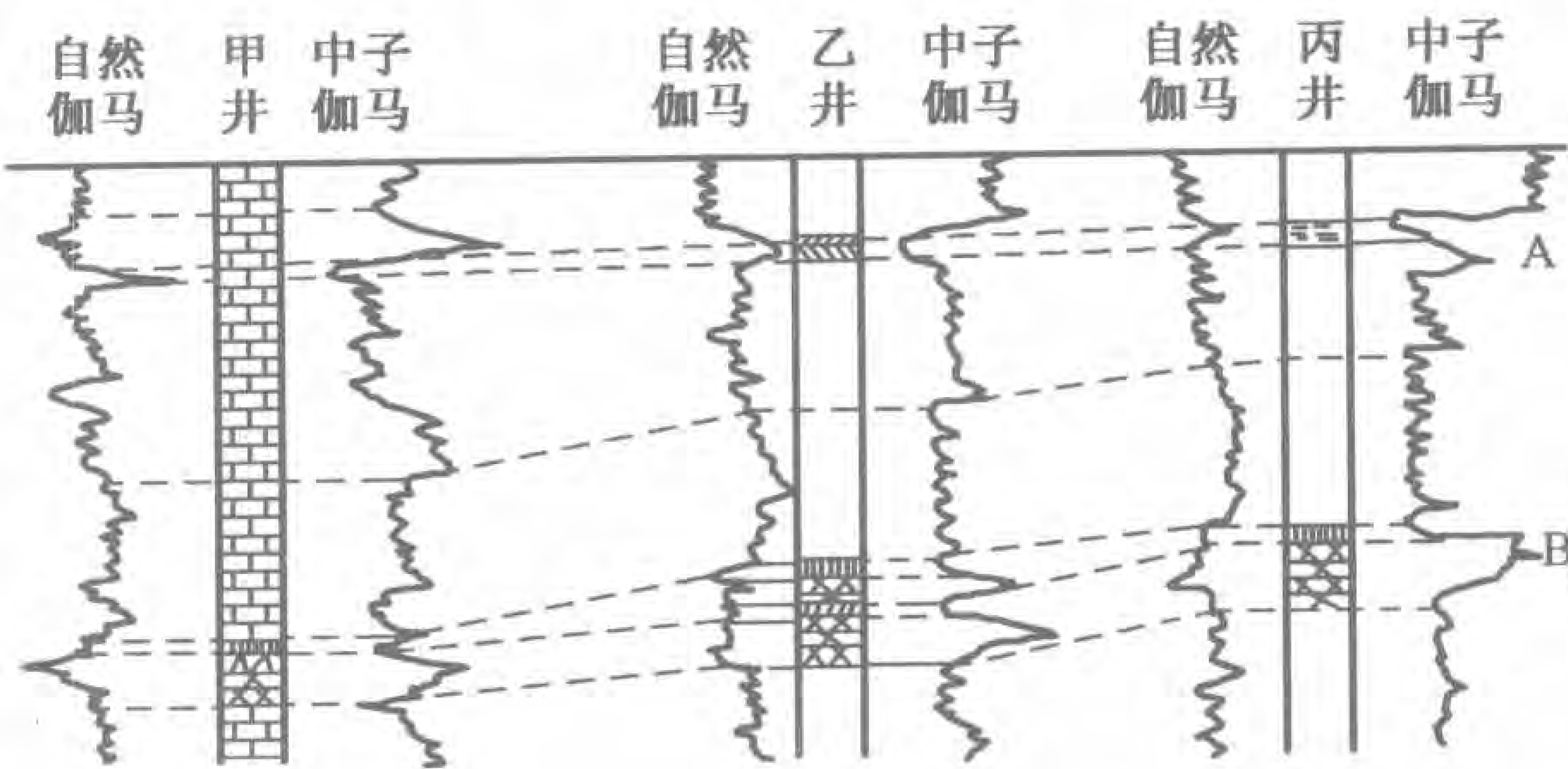


图5-4　自然伽马和中子伽马测井曲线对比碳酸盐岩地层

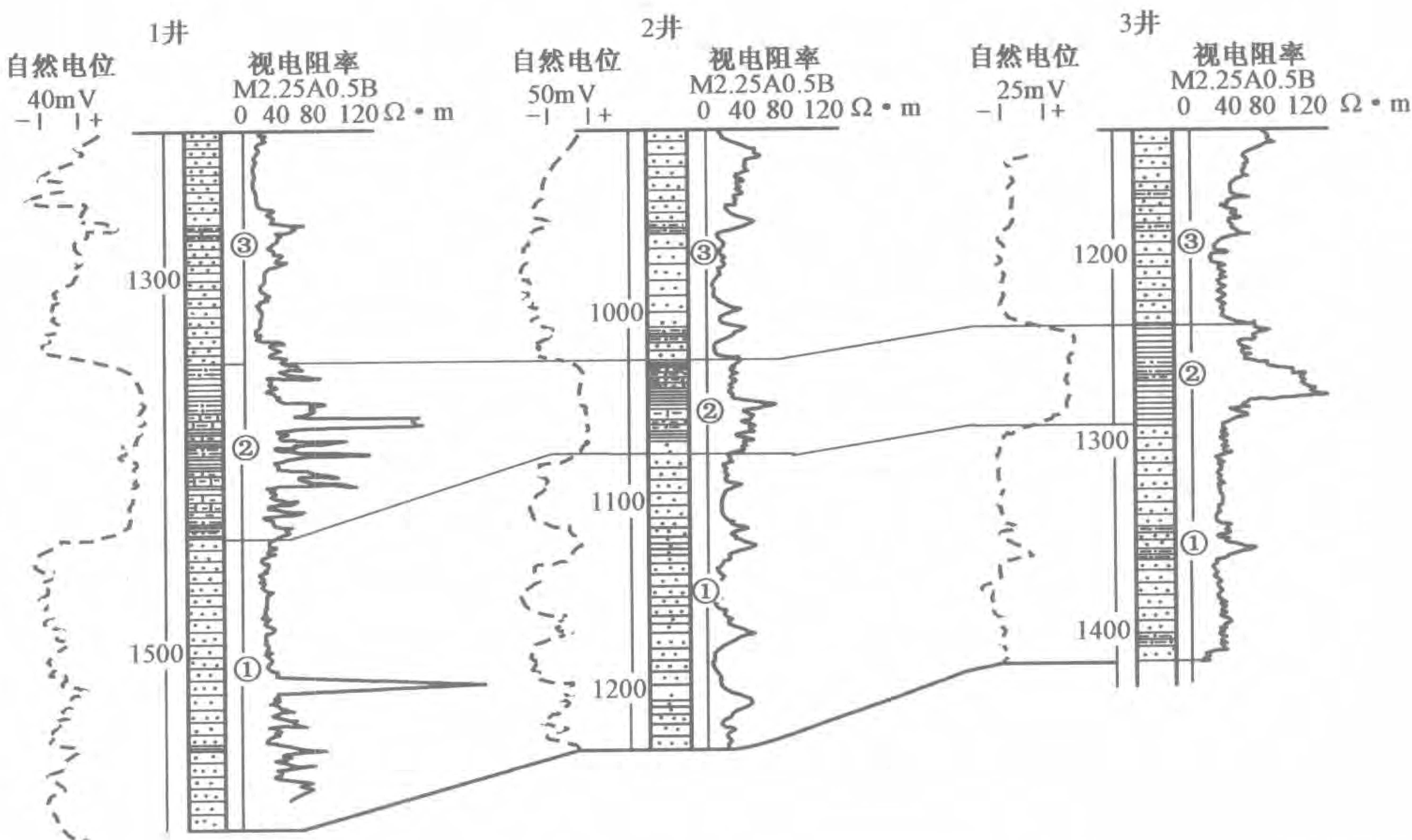


图5-5　电测曲线对比碎屑岩地层

根据测井曲线划分对比地层，也要考虑沉积旋回和沉积韵律(图5-6)。首先弄清旋回的分布范围，分出级次，然后根据沉积旋回或韵律的性质，考虑由于沉积物变化而显示的正、反旋回(或韵律)和旋回(韵律)在纵向及横向上的变化规律逐级进行对比。

应用测井曲线划分对比地层，不仅要弄清各层位测井曲线的形态特征，还要确定标志层，用标志层控制层位，再根据岩性相似、曲线形态相近的原则进行地层对比。电性标志层应该有明显而稳定的电测曲线特征，而且易于与邻层相区别。例如，松辽盆地营城组火山岩地层视电阻率曲线为箱状特高阻，与下伏沙河子组低阻曲线不同；青山口组泥岩视电阻率基值低，明显低于下伏泉头组；姚家组下部为厚层高低电阻相间，上部梳状，自然电位的负幅度明显，基值高

于上、下层位，等等（吕延防等，2005）。图5－7列出了松辽盆地白垩系一部分标志层的电性特征及分布范围。因为电性是岩性的反映，所以电性标志层常常与岩性标志层一致。

在侧向对比中，曲线常常是渐变的，如果在近距离内出现突变，应考虑是否存在断层或剥蚀等因素。图5－8表示该研究区段分为七个层位，其中地层Ⅴ底部有一明显的标志层。根据该标志层，结合各层的测井曲线形态特征及层序，可对1、2、3、4井进行划分。测井曲线对比表明，该地区局部有地层缺失，例如3井缺失地层Ⅳ，在平面上，4井的地层Ⅲ直接与3井的地层Ⅰ和Ⅱ相接，由此还可推断该地区存在正断层。

沉积环境及岩性的变化既会造成纵向上地层各组、段的电测曲线特征不同，也会造成同一层位在凹陷边缘和中心部位的电测曲线特征不同，要注意寻找其变化规律。

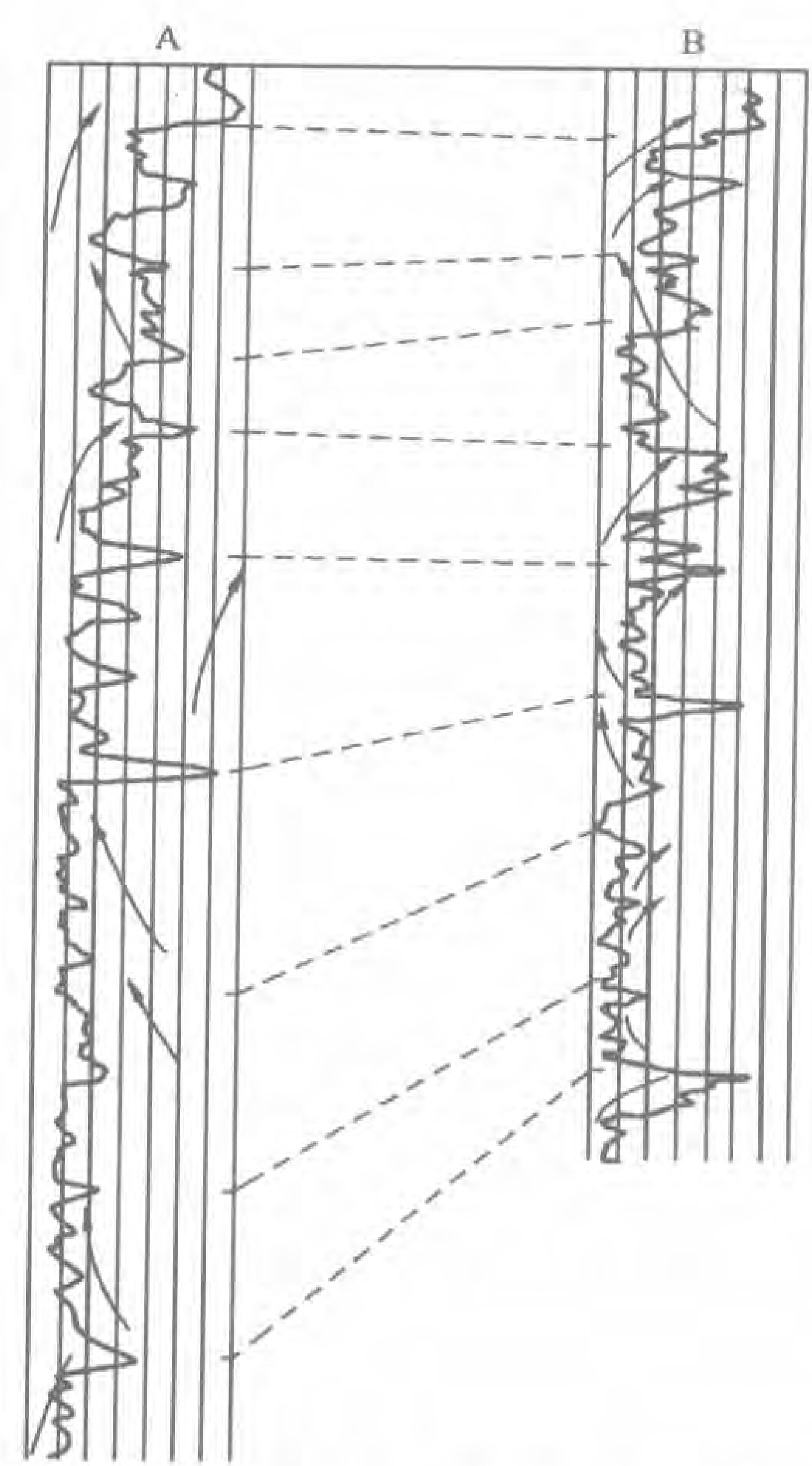


图5－6 根据沉积旋回（韵律）对比地层（据O. Serra，1972）

所处地层部位及名称	级别	岩性	厚度 m	含主要化石名称	曲线形态	稳定程度
明一段顶	一级	灰黑色泥岩	2～30	*Cypridea (Bisulcocypridea) myriotubericulata*, *Daxingesthe ria distincta*, *Cypridea (Cypridea) triangula*	明二段 / 明一段上部	全区分布
明一段中下部	一级	黑灰、灰黑色泥岩	9～40		明一段下部 / 四方台组	
嫩四段顶	二级	黑灰、灰绿色泥岩	10～30	*Talicypridea augusta Mesolimnadiopsis anguangensis M. prostratus*	嫩五段 / 嫩四段	盆地中部最好，西部、北部、南部尚好
嫩四段底	二级	黑色泥岩	10～20	*Harbinia hapla* *Mesolimnadiopsis altilis*	嫩四段 / 嫩三段	盆地中部、西部好
嫩二段底	一级	灰黑、褐黑色油页岩，见白色大个体介形类及金色叶肢介	2～10	*Periacanthella netchoaevae*, *Etherites mitsuihii E. reticulatus*, *Filarsestiuria diminutus*	嫩二段 / 嫩一段	全区分布
嫩一段底	一级	黑色泥岩含白色小个体介形类及金色叶肢介	8～10	*Cypridea (C.) squalida C. (C.) spiniferusa Dictyestheria* aff. *ovata Sphaerograpta* aff. *yui*	嫩一段 / 姚家组	全区分布

图5－7 松辽盆地白垩系一些常用标志层的特征及分布范围（据高瑞祺等，1994）

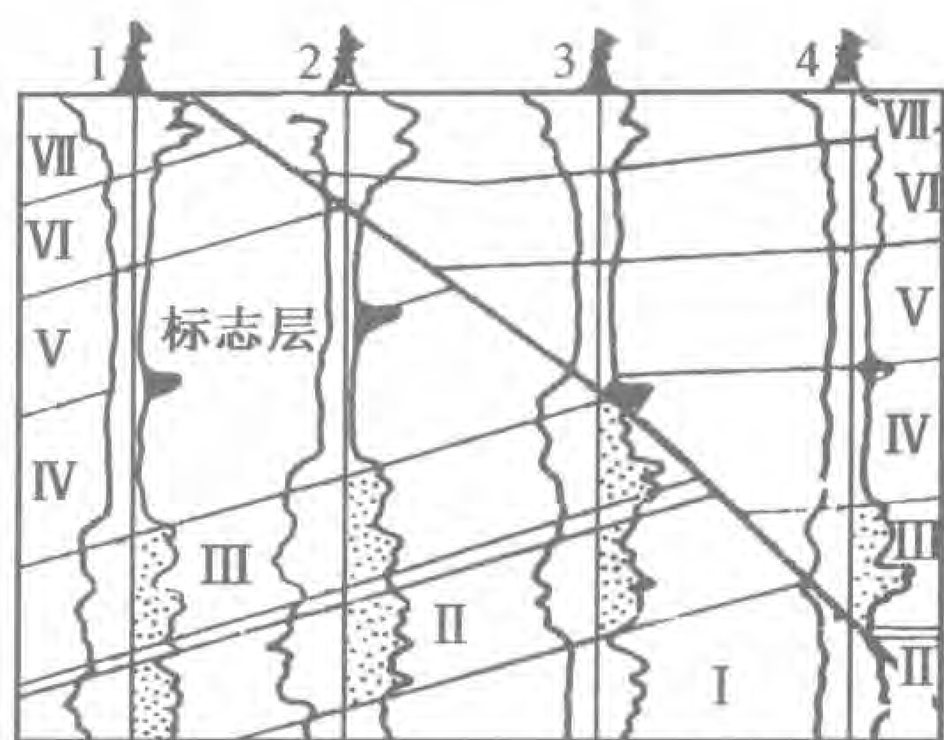


图 5-8　测井曲线划分对比地层
（据王中文等，1986）

第三节　岩石地层学方法划分对比地层应注意的问题

本节简要介绍用岩石地层学方法划分对比地层应注意的问题。

(1)由于岩石地层单位有穿时性,所以同一岩石地层单位的形成时间并非到处一致,即岩石地层学方法进行的地层对比不是严格的时间对比。由于不同时期相似的沉积环境可形成相似的岩性,所以相似的岩性不一定是同时形成的,因此岩石特征不能作为年代地层对比的标志。例如,寒武纪以前及显生宙都有砂岩,尽管不同时代的砂岩有其独特的岩性特点,但鉴别它们并非易事,所以工作中要特别注意识别同相异期的地层。20 世纪 70 ~ 80 年代,辽河油田井下古潜山油气藏的地层研究仅仅依碳酸盐岩的岩性特点将地层都划归中、新元古界,直到 90 年代中期,从古潜山地层的岩石薄片中见到化石碎片,经研究证实曙光地区古潜山带存在古元古界,根据岩性、电性、古生物、同位素测年及上、下地层层位之间的关系重新确定了古潜山的地层层序,更正了原来地层划分对比的结论,由此导致区域构造的重新解释,经钻探有的井获工业油流(孙镇城等,1998)。单纯的岩石地层学方法导致的地层划分对比错误直接影响了油气勘探的效益,这也说明地层研究对油气勘探的重要性。

(2)由于同一时期不同地区有不同的沉积环境,形成不同的岩石特征,而不同沉积盆地不同时期可以有相似的沉积环境,形成相似的岩石特征。所以岩石地层学方法通常适用于同一沉积盆地小范围的岩石地层对比,水体未曾连通的不同沉积盆地的地层,即使岩性相似,也不能用岩石地层学方法对比。

(3)岩石地层学方法对比地层要综合考虑组成地层的岩石特征、岩石组合、地层结构及厚度、接触关系等特征,还要注意上、下层位的岩石特点和不同地点的岩性及其相变规律。要从地层的成因分析入手,弄清地层的沉积相特征及其变化规律。例如,不同地点同一时期的沉积环境和距物源区的远近不同,沉积分异作用可以使同一时期的沉积从盆地边缘向盆地中心粒度逐渐变细,出现不同的岩石类型及岩性特征。进行大范围的地层研究时,弄清了工区的岩性变化规律,才能更好地利用岩性法划分对比地层。同时还要考虑支流汇入等原因可造成掺和作用,风暴、滑坡等可造成事件沉积导致岩性突变,差异压实作用和古构造影响可造成厚度差异,等等。总之连接对比线时,必须考虑各剖面岩性可能出现的各种渐变和突变,弄清岩性变化规律,才能使对比准确合理。利用沉积旋回(韵律)划分对比地层时,要注意沉积相在横向上的变化规律。如图 5-9 所示的甲、乙、丙、丁四剖面属于同一河流相沉积旋回,它们在横向上有显著的变化。四剖面对比可见,从甲地到丁地旋回下部均为河床亚相,上部均为河漫亚相,但越往西该沉积旋回的河床亚相越发育,越往东河漫沼泽含煤沉积越发育。通过对比可知,该地区煤层的发育情况是自西向东变好,可以作为油气储集层的砂岩则自东向西变厚。

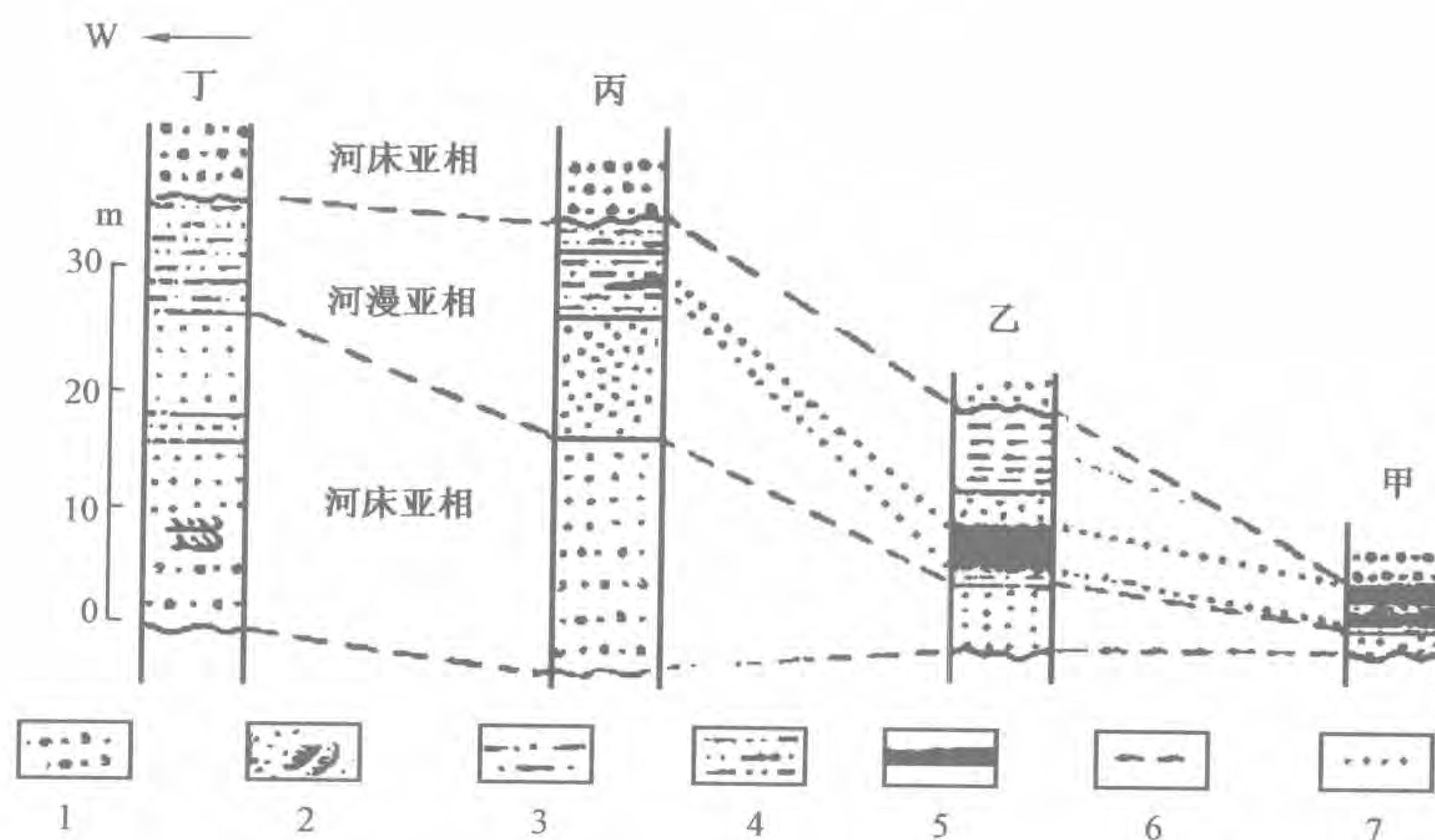


图 5-9　同一河流沉积旋回的地层对比(据武汉地质学院,1973)

1—砂砾岩;2—具斜层理砂岩;3—砂质页岩;
4—粉砂质页岩;5—煤;6—地层对比线;7—煤层对比线

(4)任何地层单位都是在一定的时间间隔内形成的,所以任何地层划分对比都不能摆脱时间的限制。而岩石地层学方法只能说明地层的相对新老,不能确切地说明地层时代,所以在岩石地层划分的基础上,必须寻找地层剖面中的化石等地质年代标志,以便大致确定各岩石地层单位的形成时间,尤其是在构造变动复杂的地区,岩石地层学方法必须与同位素地层学、生物地层学等方法结合起来。实际上,岩石地层学方法一般是在生物地层学研究的基础上,即大的层位已知的情况下进行的,或与生物地层学方法及同位素年龄测定法同时进行。区域地层对比一般要有同位素年龄或化石依据。前寒武纪变质岩一般要考虑同位素年龄。岩石地层学常常把化石作为岩性的重要内容,如果研究区段未发现化石资料,应参考邻区有化石资料的地层剖面(与邻区已有化石资料的地层剖面进行对比),或根据其上、下含化石的地层进行推断,大致确定其时代与层序。由图 5-7 可见,松辽盆地白垩系常用的标志层往往是岩性、电性和化石等特征的综合。

(5)不整合面是地史阶段划分及地层划分的自然界线和重要标志,但是用于地层对比时应注意下列几点:① 每次地壳运动的表现形式、剧烈程度、持续时间和影响范围各不相同,所以每个不整合在地层划分对比上的意义也有差异。例如,结晶基底与沉积盖层之间的不整合可用于大区域的地层划分对比,遍及整个华北的奥陶系与石炭系之间的平行不整合可作为整个华北地区奥陶系与石炭系划分对比的标志,而松辽盆地四方台组与嫩江组之间的不整合仅限于松辽盆地之内的地层划分对比。② 不整合面是大陆侵蚀面,侵蚀作用进行的时间长短在不同地区不一定相同,侵蚀作用进行的程度不仅与侵蚀时间长短有关,还与下伏地层的构造部位及岩性有关,所以下伏地层的顶面不一定到处都是同一层位。③ 不整合面之上的地层是在水进过程中逐步形成的,所以上覆地层的底面在大范围内也不可能到处等时。如图 5-10 所示,甲、乙、丙三地下伏地层的顶面不等时,上覆地层的底面在甲、乙两地也明显不等时。④ 由于同一构造运动的高潮在时间、空间(横向)上都是依次递变、逐步"波及"的,因而不同构造带或同一构造带不同地区出现的构造运动面(不整合面)不等时。例如,燕山运动期新华夏构造体系三个隆起带的构造运动与岩浆活动的高潮期自西向东依次变新,由主造山期褶皱封闭所造成的不整合面在西昆仑、东昆仑及西秦岭的形成时间依次变晚,相应出现磨拉石建造的层位也是越往东越新。20 世纪 60 年代以前,人们曾将我国南方晋宁运动的界面与北方吕梁运动

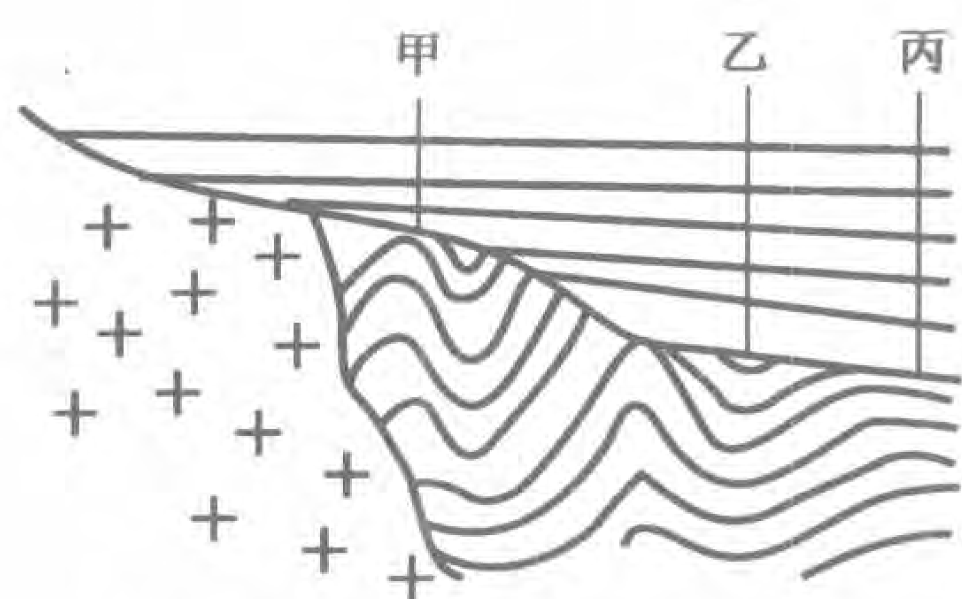


图5－10　同一地壳运动在不同地区造成不同的接触关系

的界面视为同一界面，结果造成约1000Ma的误差。⑤同一次地壳运动在不同地区的表现形式不同，可表现为不同的地层接触关系。例如，图5－10上覆地层与下伏地层在乙地为角度不整合，在丙地为平行不整合接触。在构造活动区有些角度不整合往往延伸不远，仅限于较小的范围，在沉积盆地的边缘地层剖面往往包含角度不整合，向盆地中心追溯逐渐变为连续。所以，地层接触关系分析必须把点上的观察与面上的分析综合起来。综上所述，地层剖面中不同时期形成的不整合面分布范围各不相同，不整合面常常有地方性和穿时性，所以不整合通常不能作为年代地层划分对比的依据。一般来说，不整合面通常适用于同一沉积盆地内同一构造区的地层划分对比。

(6)地球物理方法是从岩石地层学中衍生出来的，地球物理资料属于间接资料，工作中应以岩心、古生物等直接资料为基础。直接资料和间接资料互相补充，才能使地层划分对比更为准确合理。尤其是侧向加积的地层岩性变化较快，岩、电标志层常常难以追踪，应将地质、测井和地震等资料结合起来，进行综合分析。

第六章　生物地层学

第一节　生物地层学概述

在地史发展过程中，生物不断地从低级向高级演化，所以生物最能反映时间进程。生物地层学（Biostratigraphy）以古生物化石为基础进行地层研究，通过采集化石，将含有不同化石的地层划分开，根据化石确定地层层位，将不同地层剖面的生物学特征进行比较，论证它们的化石特征和生物地层位置是否相当。地层的生物学特征包括生物类别、生物构造特点、系统演化阶段、化石的数量、化石的分布、化石的保存状态、化石之间的相互关系、化石与围岩之间的相互关系等，这些特征既可反映地层的形成时代，又可反映沉积环境。

由于生物演化有明显的进步性、统一性、阶段性、不可逆性等基本规律，所以不同时代的地层含有不同的化石（表 4 - 1），含有相同化石或含有同时代化石的地层是同时形成的（图 6 - 1），这是利用化石划分对比地层的理论依据。生物地层研究是确定地层的相对地质年代及地层对比的重要手段，Smith 称其为"用化石鉴定地层"。在年代地层划分对比中，特别是在显生宙以来各纪地层的划分对比中，化石起了重要作用。

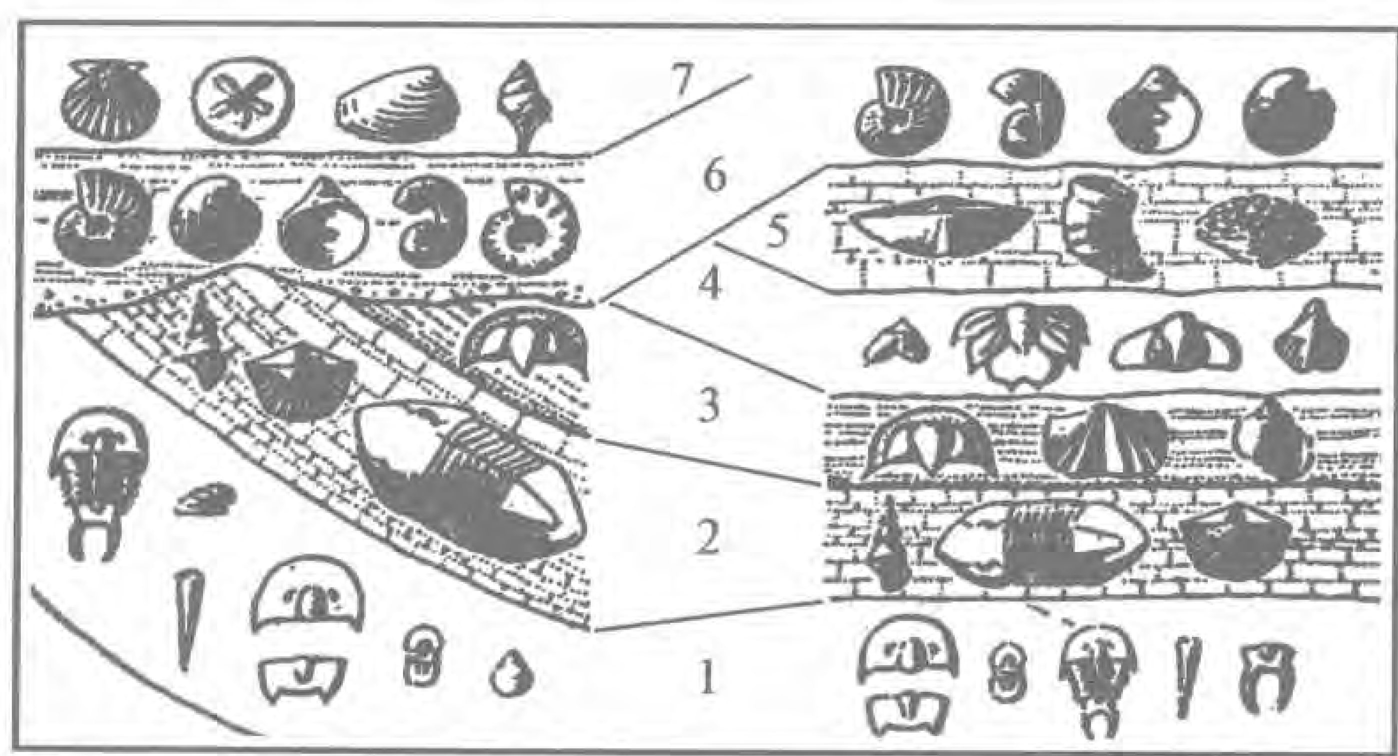


图 6 - 1　利用化石对比地层（据 Moore Lalicker 和 Fischer，1952）
图中数字为地层编号

生物地层学方法以生物演化阶段作为地层划分对比的依据。由于生物演化阶段大致反映地史发展的自然阶段，因此生物地层学方法不仅用于生物地层对比，也可近似于地层的年代对比。生物进化的不可逆性决定了生物地层学对于建立地层时空格架的可靠性。目前使用的年代地层系统，特别是寒武纪以来的年代地层单位，主要是利用生物学方法建立和识别的。随着科技的发展，尤其是电子显微镜等先进仪器的出现，在过去一些缺少化石的"哑地层"及寒武纪以前的古老岩系中，发现了许多微体化石及化学化石，从而极大地拓宽了生物地层学的应用范围。

在钻井的岩心和岩屑中，大化石常被钻头破坏，不易被发现，而孢粉、微体藻类、介形虫、有孔虫等微体化石个体小，在钻井的岩心、岩屑中保存完好，而且数量多，只要取少量样品即可分析得到，所以微体化石在油田尤为重要。

生物地层学方法不仅可用于同一沉积盆地内的地层对比，在互不连通的不同盆地、不同洲际之间的地层对比中也有重要意义。尽管不同生物地理区的地层常常含有不同的化石，但是通过对过渡区混生生物群的研究可以弄清不同化石的层位关系。如图6－2中A、C两地层含有不同的化石，难以直接对比，但是通过A、C两地之间的过渡地区B地的混生生物群研究，可以确定不同化石的层位关系。所以不同生物地理区、含有不同化石的地层也可利用化石进行对比。通过滨海带或海陆交互沉积的地层中生物化石“共生”（在同一层中）或“交互”（在不同层中）的研究，可实现海相与陆相地层之间的对比。有些生物，例如有些孢粉，可以远距离传播，其分布不受海、陆等环境的限制，利用远距离传播的生物化石可直接对形成于不同环境、互不连通的盆地甚至不同洲际之间的地层进行对比。

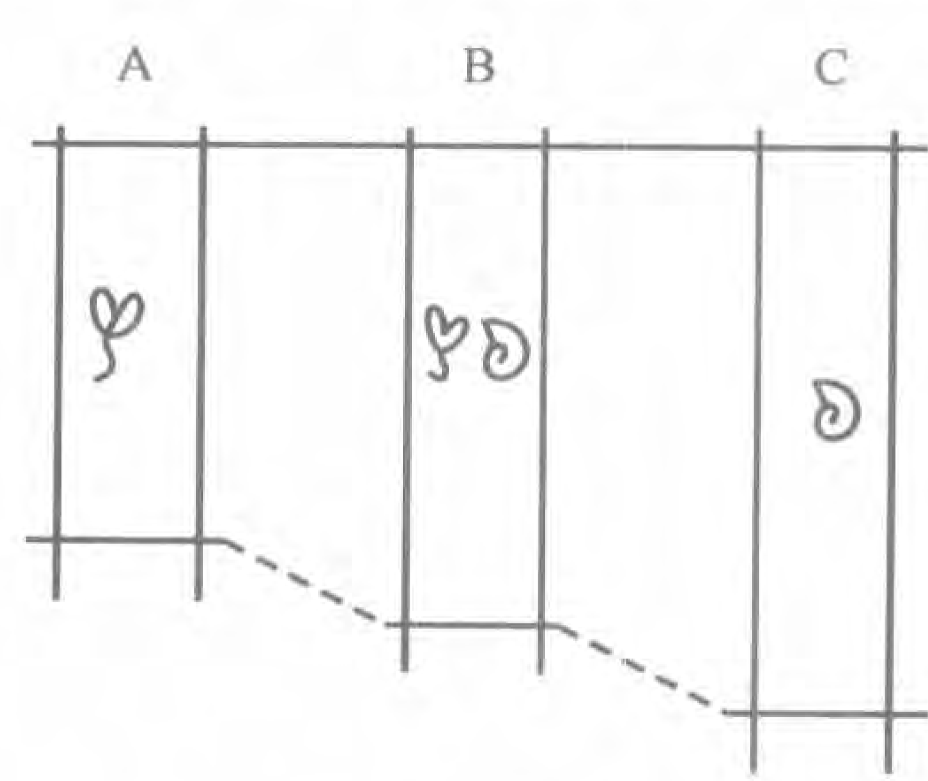


图6－2　通过混生生物群划分对比含不同化石的地层

生物地层学方法既可用于不同沉积盆地大范围的地层对比，又可说明地层的相对地质年代，从而弥补了岩石地层学方法不能说明地质年代、只能用于同一沉积盆地小范围地层对比的缺陷。

第二节　生物地层学常用方法

常用的生物地层学方法有标准化石法、百分统计法及化石组合法、生物演化法、生态地层学法等。

一、标准化石法

一般来说，每种生物都生活在一定的时期，但是各种生物化石在地层划分对比中的作用并不相同。一般把演化迅速（生存时间短）、地理分布广、数量多、特征明显、容易寻找的化石称为标准化石。一些演化快的浮游生物化石往往是良好的标准化石，可用于洲际地层划分对比。而一些演化慢的生物，如腕足动物海豆芽（*Lingula*）几乎从志留纪以来每个时代的海相地层中都可能发现，所以它在地层划分对比中的意义不大。

标准化石既能准确、具体地确定地层时代，又便于远距离的地层对比，例如正笔石类、菊石类、三叶虫等。我国山东下寒武统有 *Redlichia chinensis*（中华雷氏虫）；中寒武统下部有 *Bailiella*（毕雷氏虫），上部有 *Damesella*（德氏虫）；上寒武统底部有 *Blackwelderia*（蝴蝶虫），上部有 *Tsinania*（济南虫）。该区寒武系主要就是根据这些化石划分的。它不但适用于整个华北地区的寒武系划分对比，而且还适用于更大区域的寒武系划分对比。

在油田很多微体古生物化石可作为地层及油层划分对比的标准化石。例如，在大庆油田，介形虫化石常常可作为白垩系各组、段划分的重要标志（图6－3）；含有三肇女星虫是大庆油田葡萄花油层 PI_1 小层的重要特征之一。

化石名称（化石分布 / 岩石地层）	泉头组		青山口组			姚家组		嫩江组					四方台组	明水组	
	三段	四段	一段	二段	三段	一段	二、三段	一段	二段	三段	四段	五段		一段	二段
Talicypridea turgida															
Gypridea triangula															
Gypridea bianzhaoensis															
Strumosia inandita															
Talicypridea augusta															
Cypridea liaukhenensis															
Cypridea ordinata															
Cypridea squalida															
Cypridea dorsoangula															
Cypridea exornata															
Cypridea panda															
Cypridea dekhoinensis															
Talicypridea torsuosus															
Cypridea vetusta															
Cypridea elliptica															

图 6－3　松辽盆地白垩系各组、段介形虫标准化石分布(转引自吕延防等,2005)

二、生物演化(种系发生)法

生物演化法即根据生物的演化特点(后代与祖先的亲缘关系及某些生物在形态、构造等方面随时间推移发生的变化)和生物的兴衰变化来划分对比地层。例如,在松辽盆地白垩系的孢粉组合中,被子植物花粉的数量和种类在不同层位都表现出明显的变化规律,如图 6－4 所示,青山口组的孢粉化石中,被子植物花粉占较重要地位,除含有较多的三沟粉外,还见有三孔沟粉,并见有紫树粉及零星的高腾粉、鹰粉等晚白垩世化石,称为晚期三沟粉阶段,大致相当于北美的紫树粉阶段,根据这些孢粉化石特征可知,青山口组属晚白垩世赛诺曼期沉积。又如,多节、多刺、小尾是早寒武世三叶虫的演化特点,不论是亚洲、北美洲还是西欧的地层,只要所含的三叶虫化石具备上述特点,就可确定它们形成于早寒武世;蜓的副隔壁是由蜂巢层演化而来的,所以具有副隔壁的蜓所在的地层层位较新。

三、百分统计法及化石组合法(生物群分析)

莱伊尔曾用百分统计法编制新生代地层表。应用百分统计法划分对比地层的主要步骤是:(1)首先选择地层发育较齐全的剖面,逐层、系统地采集化石,并编制出该地层剖面各层位的详细化石目录,以此作为划分对比地层的标准(标准剖面)。(2)将未知剖面所含的化石与标准剖面进行对比,进而确定未知剖面的所属层位。

地层	花粉主要类型及演化趋势	演化阶段		对比剖面 加拿大西部	时代
明水组		脊榆粉阶段			丹麦期
		桑寄生粉阶段	鹰粉亚阶段	克氏粉阶段离层三孔粉阶段进化被子植物花粉阶段	森诺期
四方台组			园三孔沟粉亚阶段		
嫩江组			桑寄生粉亚阶段	晚期桑寄生粉阶段	
			山龙眼粉亚阶段	早期桑寄生粉阶段	
姚家组		三孔沟粉阶段		早期三孔粉阶段	土仑期
青山口组		晚期三沟粉阶段		紫树粉阶段	森诺曼期
泉头组		早期三沟粉阶段		早期三沟粉阶段	阿尔布期
		小三沟粉—多孔粉阶段		前三沟粉阶段	阿普第期？
登娄库组		棒纹粉阶段			巴列姆期—？

图6－4　被子植物花粉在松辽盆地白垩系不同层位的变化规律(据高瑞祺等,1994)

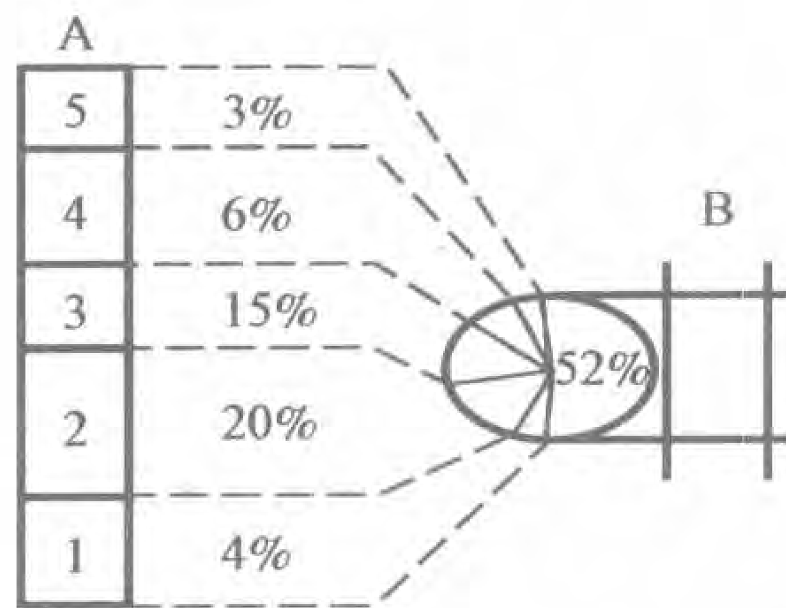


图6－5　百分统计法对比地层

百分统计法常用于微体化石。例如,对未知剖面进行孢粉分析,统计其孢粉组合、孢粉谱,绘制孢粉图式,然后与标准剖面各个层位对比,从而确定未知剖面的层位。如图6－5所示,A为标准剖面,B为未知剖面。两剖面对比表明,未知剖面中的化石属、种与标准剖面层位1、2、3、4、5相同的分别占4%、20%、15%、6%和3%,其余52%为该剖面所特有(地方性属、种,因两地所处环境不同所致)。从百分含量来看,未知剖面的化石与标准剖面层位2相同的属、种最多,其次是层位3,据此推断,该未知剖面相当于标准剖面层位2的可能性最大(不排除其部分相当于层位3)。

化石组合法就是对地层中所有的化石进行系统研究,综合分析,根据生物共生组合(生物群总体面貌)划分对比地层,也称为生物共生组合分析。化石组合法一般是以时限较短的化石属、种为代表,结合其他化石的共存关系,进行地层划分对比。化石组合在一定程度上反映了当时当地的生物群面貌。因为不同时代自然地理环境不同,生物群面貌也随之改变,所以可利用化石组合划分对比地层。例如,抚顺盆地耿家街组未发现化石之前,其时代有争议,在辽宁省地质志(1989)中曾定为渐新统。通过老55－10、老55－11、老86－1等井的岩心采样分析,获得了大量孢粉化石,为有争议的耿家街组的沉积时代提供了重要的化石依据(图3－14)。耿家街组孢粉组合的主要特征是被子植物花粉为主(50%～90.9%),裸子植物花粉次之(8.4%～30.6%),蕨类植物孢子较少(0.6%～21.5%);被子植物花粉中 *Quercoidites* 含量最高,*Ulmipollenites* 次之,古老分子较少。通过与国内外古新统、始新统、渐新统等地层的孢粉组合对比,可知耿家街组孢粉组合与日本九州和北海道及前苏联始新统上部、吉林珲春组下段、渤海湾沿岸沙河街组三至四段、皖南南陵盆地双塔子群三段等孢粉组合特征相似,根据孢粉组合特征和对比结果可以确定,耿家街组的时代应为始新世中晚期。

化石组合法划分的地层界线不仅能够客观地反映地质历史的自然分期,而且能避免个别

生物的穿时现象造成的地层划分对比失误。油田常常选择发育较好的地层剖面系统采集样品或化石，建立标准化石组合，以此作为地层划分对比的标准。新井未知剖面发现化石后与标准化石组合对比，就可确定其相当于哪一层位。我国各含油气盆地都建立了孢粉、介形类、藻类等化石组合。这些化石组合不仅用于地层划分对比，也用于油层划分对比。

四、生态地层学法

生态地层学(Ecostratigraphy)全面研究地史时期某一生态系中生物界的总貌、生存环境及其相互影响，通过系统采集和全面统计化石，研究生物与其生活环境之间的关系，以对时空变化敏感的生物自然组合——"群落(Community)[1]"的演化为标志来研究地层，试图根据化石群落的空间展布特征谋求更为细致的地层划分对比和沉积环境分析。生态地层学与生物地层学的区别在于生态地层学把生态系统与沉积环境相结合，注重分析本地的生物群及当时的环境特点以确定群落，然后依据群落进行地层对比；生物地层学以生物带为基础，主要考虑生物，在地层对比中主要考虑不同地层剖面中生物的相似之处。对于生物地层学来说，甲地层中含有大量的某一化石，与乙地层中仅仅含有个别的该化石，意义基本相似，而对生态地层学来说，两者应属于不同的群落。

第三节　生物地层学方法的注意事项

生物地层学方法是地层划分对比的重要手段，20 世纪 40 年代以前确定地层时代几乎全靠化石，但是在地层划分对比中生物地层学方法也遇到一些问题。

(1)不同研究者意见可能有分歧。如第二章第三节所述，扶余油田梨树凹陷一口参数井的地层划分，就是因为不同门类化石的研究人员有不同的观点，才引出了井下有逆断层的错误推断。当勘探人员了解到不同门类古生物学家的争论之后，对井下地层进行了准确的划分，才纠正了错误的构造解释，使勘探工作顺利进行。

(2)化石保存欠佳、鉴定人员定名可能有误。例如，辽河油田曾将辽河断陷东部凹陷龙 2 井 1978m、2000m 处所含的介形虫化石定为标准化石椭圆拱星介，长期将该化石所在的地层定为沙河街组二段，据此认定该区有分布广、厚达上千米的沙二段，多年之后复查时才发现该标本壳面上有一掉了刺的痕迹，又将其改定为直刺拱星介，同时将该地层改定为沙三段。化石壳面上直径仅百分之几毫米的一刺之误，竟然造成地层划分对比的千米之差，导致多年来该地区地层、沉积、构造的错误解释，从而影响到油气勘探的决策(孙镇城等，1998)。

(3)地质环境复杂多变可影响某些化石的分布。例如，在渤海湾盆地，西营介普遍出现于沙河街组一段较深水沉积中，被认为是标准化石，但是随着油气勘探的进展，发现东营组三段下部较深水沉积中有少量西营介与东营介共生，因此产生了该地层划归沙河街组一段上部还是划归东营组三段下部的不同意见。有人主张以东营介的出现划分东营组底界，有人则以西营介的消失作为分界，界线差别达数十米至二三百米。如果考虑生态环境，这一分歧就不难消除。沙河街组一段沉积时属于湖进期，湖水既深又广，喜深水的西营介因此而广布；东营组沉积期湖泊大规模退缩，原来分布很广的西营介在湖退背景下大量消亡，被东营介取代，但是有

[1] 群落即一定自然环境中生活在一起的生物群。

少量退缩到南部较深水区的西营介仍能生存,成为孑遗分子,延续到东营组沉积期,并与东营介共生或互生,这一事实已通过地震反射波组连续追踪及小井距钻井对比得到了证实。这一实例也告诉我们,在利用化石划分对比地层时,应该考虑生态环境(孙镇城等,1998)。

(4)标准化石的标准性不是绝对的,而是取决于地层划分的精度和人们对化石的研究程度。例如,三叶虫纲可作为古生代的标准化石,但是划分纪、世或期的时候并非每个三叶虫都是标准化石。一般来说,化石的分类级别越低,时间定得越具体,便越能作为标准化石。三叶虫纲的 *Redlichia chinensis* 是早寒武世晚期的标准化石。单笔石属(*Monograptus*)曾经被作为志留纪的标准化石,但是随着化石资料的不断丰富和研究的深入,人们又发现单笔石属的某些种不仅限于志留纪,还能延续到早泥盆世,因此不能把单笔石属中所有的种都作为志留纪的标准化石。由此可见,利用标准化石划分对比地层,既要利用其特殊性,又要考虑随着研究深入,化石时代可能发生变化。

(5)用标准化石划分对比地层时,应注意先驱化石和孑遗化石。各种生物的发展都有从少到多再减少、分布范围从小到大再减小的过程。标准化石应该是某类生物数量多、分布范围广的时期保存下来的。显然,先驱化石或孑遗化石所反映的地层时代比标准化石确定的时代可能偏早或偏晚。所以,化石数量也应予以考虑(注意是否偶然出现)。

(6)由于生物发展过程中的迁移、演化、环境变迁等原因,不同地区化石内容和生物地层位置相当的地层、年代不一定完全相同。不同地区同一生物地层单位的界面也不一定是等时面(可能是穿时的)。因为生物从发生地迁往他处需要时间。发源地总是比移居地早出现,发源地与移居地相距越远,时间差也越大。另外,利用不同类别的化石对比,时间差也不同。一般来说,底栖生物迁移速度比浮游生物慢,其时间差相对大。所以地层划分对比时要充分利用地层中的各类化石,而且要考虑生态类型。在长期的实践中,生物地层学逐渐形成了一些大家公认的地层划分对比标准:一般是浮游生物化石优于底栖生物化石,海生生物化石优于陆生生物化石,微古生物化石优于大古生物化石。

(7)根据化石推断古生物群面貌时,还要注意化石记录的不完备性。例如,孢粉化石的多少与各类植物孢粉的产量、传播能力及外壁坚固程度有关,松粉可远距离传播,若地层中含个别松粉,并不能说明该地层形成时当地存在松树林。

(8)应考虑地层中整个化石群的特征,因为化石群的特征可大体反映该时期生物群的面貌,反映生物界一定演化阶段的特点。总之,应结合具体情况充分运用各种化石综合分析。综合应用各种化石,还可解决一些延续时间较长的生物化石不能具体确定地层时代的问题。例如,某地层含有甲、乙两种化石(图6-6),若单考虑甲化石,地层时代为晚泥盆世—早石炭世;若单考虑乙化石,该地层时代为石炭—二叠纪,即单靠甲或乙化石不能确定该地层属于哪个系、哪个统,但是考虑它们出现在同一地层中,为一个自然组合,就可以根据它们的共存时间确定该地层形成于早石炭世。

	化石甲	化石乙
P		
C_2		
C_1		
D_3		

图6-6 根据共存化石确定地层时代示意图

(9)在利用化石划分对比地层时,要注意化石的保存状况。例如,动物的足迹应在岩层的上层面,反之则说明地层发生了倒转。要把化石与围岩结合起来综合分析,弄清化石是原生还是次生,是原地埋藏还是异地埋藏或是混入、渗入的,以免造成地层划分对比的失误。采样时,要注意采集新鲜的样品,以免在风化裂隙面采到混入或渗入的化石。

(10)在两个大的地层单位之间,常有过渡性地层。过渡性地层代表一个连续无间断的地

层记录，常常出现新、老生物混生（新、老化石错综交替）和逐渐过渡的现象。在这种情况下，地层划分一般以新生物大量出现之处作为分层界线。因为古老生物在衰亡过程中有些个体往往能够找到避难所，在局部地区残存下来。例如，我国西南地区更新世繁盛的大熊猫在更新世末期大量衰亡后，还有少数孑遗分子在四川西北高山区残存下来。一般来说，除突然灾变外，古老生物不会同时全部消失，而新生分子在适宜的环境中会迅速繁盛。

（11）在一些复杂的情况下，地层划分对比应综合分析多种资料，以便弄清生物群的变化是由沉积间断造成的，还是由于生物适应环境变化迁移造成的。如图6－7所示，甲、乙、丙、丁四个剖面在含动物群A的石灰岩与含动物群E的砂岩之间均为页岩，该页岩的厚度自西向东增大，而且随着页岩厚度的增大动物群的数目也增加。对此，有人解释为：含有动物群E的砂岩假整合于页岩之上，下伏页岩中的化石带C和D被不同程度地剥蚀；另一种解释是：动物群E局限于富砂环境，它与动物群C、D是同期异相的生物，沉积时，砂质自西向东逐渐伸展（没有沉积间断），所以西部剖面砂岩的下部与东部剖面页岩的上部大致是同期异相沉积，页岩顶部很少或没有冲刷。这两种解释哪一种正确要靠周围多个剖面的详细研究，特别要注意寻找互相穿插的证据，或页岩受剥蚀的证据，而且要认真研究生物群，看动物群E中是否含有动物群C和D的成分。上述实例表明，利用化石划分对比地层时，应尽可能综合应用各种资料。

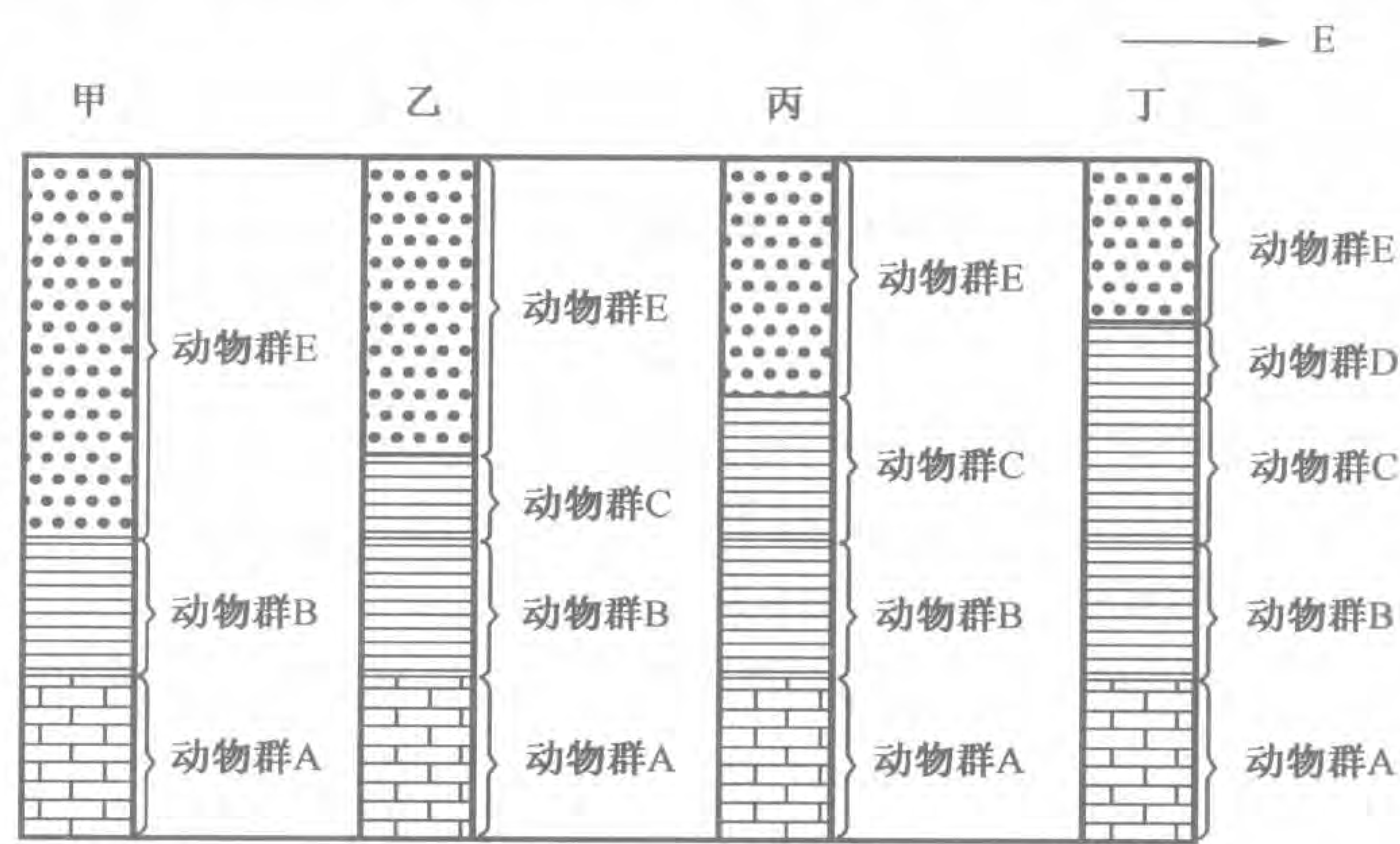


图6－7　生物学方法对比地层示意图（据邓巴等，1974，有改动）

第七章　地震地层学和层序地层学

第一节　地震地层学

地震地层学诞生于20世纪70年代，它是地质、物理、数学和电子技术相结合的产物。

地震地层学主要通过研究地震波速的变化、反射波的变化、反射结构等特征，对地下地层特征进行广泛的研究，大至地层划分、海平面升降史、沉积体系、地层圈闭以及沉积盆地的油气远景评价，小到岩性判断、孔隙度及压力估计、碳氢检测以及油田开发过程中高产区的预测和水淹率的检验。

早期的地震勘探只有一个运动参数——速度，即根据回声测距原理研究地下反射界面的深度和构造形态。随着科技发展，通过地震资料分析，还可以确定地层的接触关系、划分地层层序……，从而形成了地震地层学。

一、地震剖面的形成及地震剖面在地层划分对比中的应用

多数石油地震勘探采用反射法（图7－1），即在陆地或海上进行人工爆破，产生的震动波传播到地下，并在具有波阻抗（弹性波传播速度与岩石密度的乘积）差的地层界面上产生反射。通过有秩序地排列在地表的检波器把反射波的震动特点和到达时间记录下来，就构成了地震剖面。地震记录上波的相同相位连线称为同相轴。

不同的岩性有不同的密度，岩性不同的地层地震波的传播速度不同。地震波遇到两个不同的地层界面时产生反射，地震地层学主要利用地震反射剖面进行地层划分对比。同一反射界面的反射波有相同或相似的特征，据此，沿横向可追踪出同一反射界面，实现对同一地质界面的对比。在没有钻井或钻井资料很少的地区，地震反射波组追踪是地层划分对比的有效方法。不同地点的沉积环境与岩性可能不同，这种不同反映在剖面上反射同相轴的平行性、连续性、强度（振幅）、波形及显示频率等特性的变化上，这些特征可预测沉积环境和岩性。对地震资料进行数字处理，提取地层的岩性、孔隙度等参数，可对地层进行更详尽的解释。

地震波遇到两个不同的地层界面时产生反射，因此地震反射界面是物理界面，它反映界面上下的岩性、物性及孔隙所含流体性质的差异。地震反射界面常常作为追溯地层沉积表面的年代地层界面，因为只有沉积表面（包括不整合面）是空间连续的、具有波阻抗的界面，才能构成连续反射界面。尽管由于沉积环境及物质来源的变化，在这个界面上的波阻抗差有所变化，但这些变化只影响反射强度（振幅）和连续性，不会影响它的延续性。

地震反射界面不一定都代表等时面，例如不整合面，特别是大的不整合或沉积间断面，由于不同地段的侵蚀作用或无沉积作用的时间长短不同，可能出现同一不整合面和沉积间断面在不同地段具有不同的起止时间，但是，这并不妨碍它在地层划分中的作用。

徐怀大（1990）曾以我国苏北高邮凹陷南部的HJ3测线为例，说明地震反射的地层学意

义。图2－16中的反射界面3是一层代表同时形成的薄玄武岩层,上覆地层以超覆形式覆盖在此层玄武岩之上,反射界面3可作为该地区三垛组(Es)与戴南组(Ed)的分界。

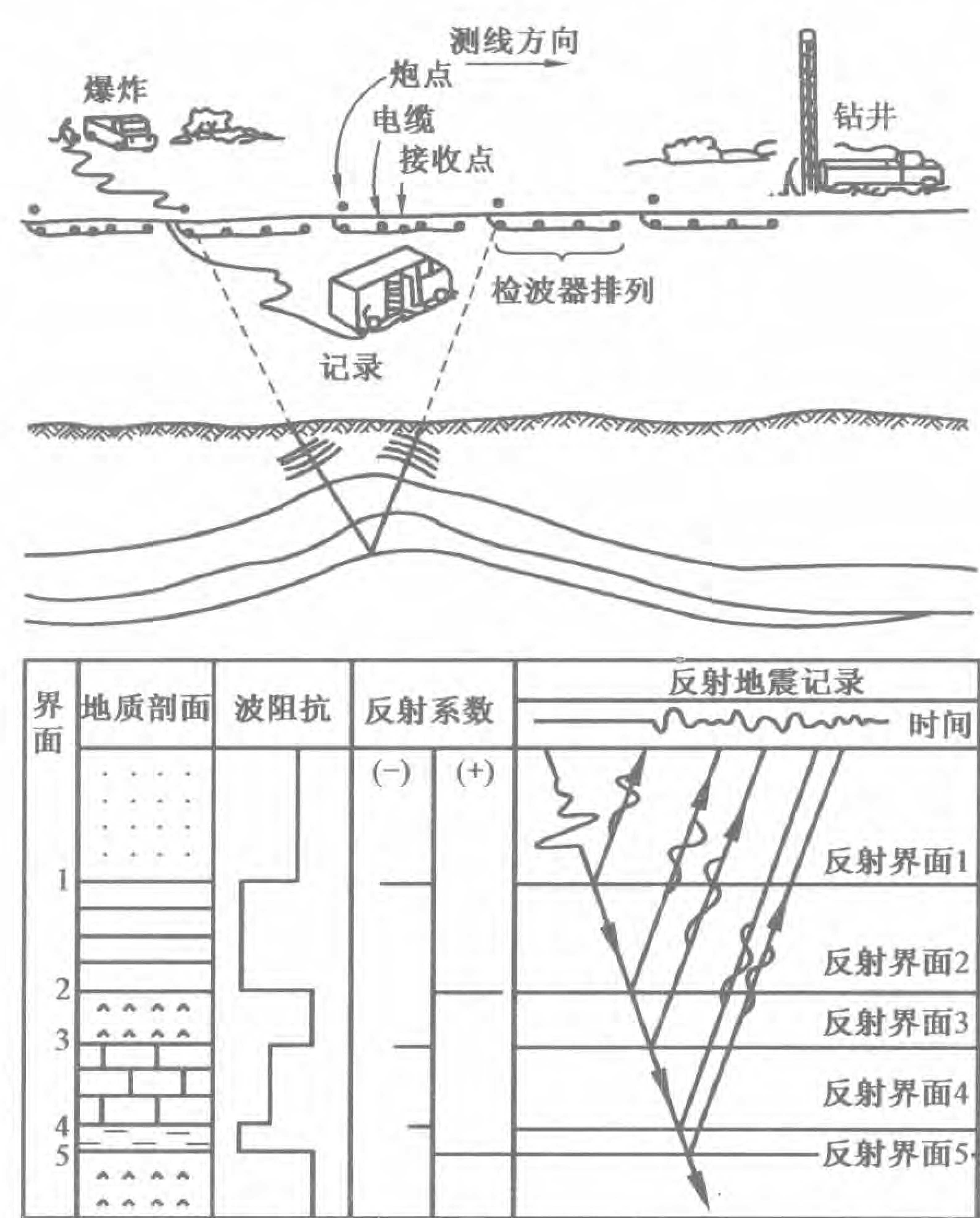


图7－1　地震剖面的形成(据吴瑞棠等,1989)

利用地震资料划分对比地层时,应根据地震剖面显示的上、下反射层同相轴的接触关系和反射界面特征,选择一些连续性好的地震反射波同相轴作为地层划分对比的地震标志层。例如,在松辽盆地基底与火石岭组(角度不整合)的反射界面 T_5 表现为上超,标准层反射结构是波状反射结构及叠瓦状反射结构,较连续,由两个低频强相位组成;火石岭组与沙河子组(角度不整合)的反射界面 T_{4-2} 表现为局部削截和上超,标准层反射结构是较连续反射;沙河子组与营城组(角度不整合)的反射界面 T_{4-1} 表现为削截和上超,标准层反射结构是断续反射;营城组与登娄库组(角度不整合)的反射界面 T_4 表现为上超和下超,标准层反射结构是平行反射,连续性好,易于追踪,由1～4个相位组成,多数地区为双轴,局部为四轴;登娄库组与泉头组(平行不整合)的反射界面 T_3 表现为上超,标准层反射结构是断续波状反射结构,连续性较差,不稳定,大部分地区为双轴,局部为单轴;T_{3-1}、T_{3-2}、T_{3-3} 是登娄库组各段之间的反射界面;泉头组与青山口组(平行不整合)的反射界面 T_2 表现为上超,标准层反射结构是平行反射结构,连续稳定,由1～2个相位组成,局部为单轴,叠瓦状结构发育,断层较多;T_{2-1}、T_{2-2} 是泉头组各段之间反射界面;青山口组与姚家组(平行不整合)的反射界面 T_{1-1} 表现为上超,标准层反射结构是平行连续反射,易于追踪对比,与下部一轴相伴存在;T_{1-2} 是青山口组内部的反射界面;T_1 是姚家组与嫩江组(平行不整合)的反射界面,表现为顶超,标准层反射结构是平行反射,连续,由2～3个相位组成,长垣以西以三轴为主,局部为双轴,长垣以东为双轴;嫩江组与四方台组(角度不整合)的反射界面 T_{03} 表现为上超,标准层反射结构是平行反射结构,较连续,由2～3个相位组成,中间轴反射较弱,时隐时现;T_{04}、T_{05}、T_{06}、T_{07} 是嫩江组各段之间的反射界面(表7－1)。图2－16中的界面3也是一个良好的地震标志层。

表 7－1　松辽盆地北部白垩系地震地层特征标志表（据吕延防等，2005，稍有改动）

统	组	段	标准层	界面接触关系	地层接触关系	标准层反射结构	标准层地震波反射参数	t_0，s	层间反射结构
白垩系上统	明水组		T_{02}	—	平行不整合（凹陷内部连续）	—	—	—	—
	四方台组		T_{03}	上超	角度不整合	平行反射结构，较连续，由 2～3 个相位组成，中间轴反射较弱，时隐时现	中强振幅，高频，延续时间为 1～2 个周期	0.18～1.18	—
	嫩江组	五	T_{04}	削截	—	—	—	—	T_{03}～T_{06}之间对应嫩三至嫩五段，纵向上底部发育断续波状反射相，向上变为较连续相；横向上，盆地边缘为乱岗反射相，向内逐渐过渡为较连续至连续的平行反射
		四	T_{05}	—	—	—	—	—	
		三	T_{06}	顶超、上超、下超	—	平行反射结构，连续，由 1～4 个相位组成，长垣以西为多轴（1～4），长垣以东为双轴	强振幅，长垣以东地区局部为中振幅，延续时间为两个周期，高频	0.37～1.5	
		二	T_{07}	—	—	—	—	—	T_{06}～T_1 之间对应嫩一至嫩二段，长垣以西地区底部为平行反射结构，向上过渡为杂乱反射、乱岗反射及无反射相；长垣以东地区底部为强平行反射结构，向上过渡为弱平行反射结构。横向上以杂乱、乱岗反射相过渡为连续的平行反射相、无反射相
		一	T_1	顶超	—	平行反射结构，连续，由 2～3 个相位组成，长垣以西以三轴为主，局部为双轴，长垣以东为双轴	强振幅，中高频，长垣以西地区延续时间较长，为两个周期；长垣以东为一个周期	0.48～1.8	
	姚家组	二、三	T_{1-1}	上超	平行不整合（凹陷内部连续）	平行连续反射结构，易于追踪对比，与下部一轴相伴存在	中振幅，中高频，主频为 35ms	0.485～1.2	T_1～T_2 之间对应的是姚家组、青山口组，纵向上由无反射相、断续波状反射相向上过渡为反射能量较强的平行反射结构；横向上由凹陷边缘的杂乱反射、断续波状反射向内过渡为较连续反射和无反射相
		一							
	青山口组	二、三	T_{1-2}	局部削截、上超	—	较连续反射结构，在普通时间剖面上不易追踪	振幅较强，长垣以西地区多为单轴，向东相位数增加	0.5～1.67	
		一	T_2	上超	—	平行反射结构，连续稳定，由 1～2 个相位组成，局部为单轴。叠瓦状结构发育，断层较多	强振幅，中频，视周期为 35ms 左右	0.5～2.15	

续表

地层			标准层	界面接触关系	地层接触关系	标准层反射结构	标准层地震波反射参数	t_0,s	层间反射结构
统	组	段							
白垩系下统	泉头组	四	T_{2-1}	局部削截、上超、下超	—	T_{2-1}以上多以微弱反射和无反射相为主,下部以断续波状反射为主,反射能量较强	—	0.6~1.95	T_2~T_3之间对应泉头组,纵向上由底部的乱岗反射相、断续波状反射相过渡为杂乱反射和无反射相;横向上该区以断续波状反射为主
		三	T_{2-2}	顶超、下超	—	杂乱至断续波状反射结构,一般情况下为2个相位,横向变化大,不稳定,追踪对比困难	中振幅,低频	0.65~2.05	
		一、二	T_3	上超	平行不整合(凹陷内部连续)	断续波状反射结构,连续性较差,不稳定,大部分地区为双轴,局部为单轴	中振幅,低频,延续时间较长,视周期为80ms	1.77~2.66	
	登娄库组	四	T_{3-1}	顶超(局部削截)、下超	—	连续反射结构	振幅中到强	—	T_3~T_4之间为登娄库组,地震相以无反射相和断续波状反射相为特征
		三	T_{3-2}	—	—	较连续反射结构	中强振幅	—	
		二	T_{3-3}	—	—	较连续反射结构	中弱振幅	—	
		一	T_4	上超、下超	角度不整合(凹陷内部连续)	平行反射结构,连续性好,易于追踪,由1~4个相位组成,多数地区为双轴,局部为四轴	强振幅,中低频,视周期为25~30ms	1.79~3.09	
	营城组		T_{4-1}	削截、上超	—	断续反射结构	振幅中到强	—	以杂乱及断续波状反射为主,T_4~T_5之间为营城组、沙河子组、火石岭组,下部为石炭—二叠系火成岩及变质岩,岩性差异较大,地震相明显差异
	沙河子组		T_{4-2}	局部削截、上超	—	较连续反射结构	中强振幅	—	
	火石岭组		T_5	上超	角度不整合	波状反射结构及叠瓦状反射结构,较连续,由两个低频强相位组成	强振幅,低频	0.6~5.25	

在明确了各地震标志层与地层界面之间的关系后，可用地震标志层深度验证和划分对比地层，进而了解地层厚度变化、接触关系及地层超覆等情况。例如，图 2－16 中的黄 20 井进行过地震测井，取得了详细的速度资料，剖面中反射同相轴与钻遇地层的深度吻合良好，图中数字标注的界面就是根据地震反射同相轴画出的。

地震地层学主要利用地震剖面进行地震层序划分、速度—岩性分析和地震相分析等。

二、地震层序的划分

地震层序就是从地震剖面上鉴定出来的沉积层序。这是一组连续的反射，其底部和顶部以反射的横向终止所识别的不整合面为界，这些界面反射终止的方式包括上超、下超、顶超和削截 4 种类型（图 7－2）。其中，上超和下超为指示层序底界面的反射，顶超和削截指示层序顶界面的反射。

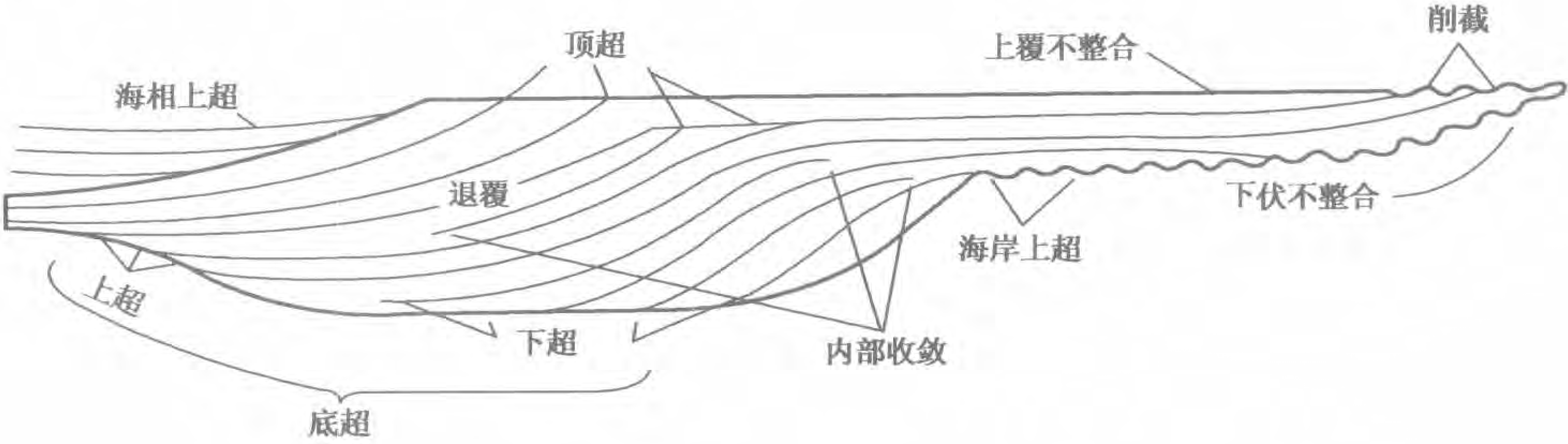


图 7－2　地震层序内部反射终止示意图（据 Brown，1979）

（一）地震层序划分的标志

1. 削截

削截是层序顶部反射的终止，既可以是下伏斜地层顶部与上覆水平地层间的反射终止，也可以是水平地层顶部与上覆地层沉积初期侵蚀河床底部间的终止。它代表一种侵蚀作用，说明在下伏地层沉积之后，经过强烈的构造运动或者强烈的切割侵截。削截是划分层序最可靠的标志。

2. 顶超

顶超是下伏原始倾斜层序的顶部与由无沉积作用的上界面形成的终止现象。它通常以很小的角度逐步收敛于上覆底面反射上。这种现象在地质上代表一种时间不长的、与沉积作用差不多同时发生的过路冲蚀现象。顶超与削截的区别在于它只出现在三角洲、扇三角洲沉积的顶积层发育地区。

3. 上超

上超是层序底部逆原始倾斜面的逐层终止。它表示在水域不断扩大情况下逐层超覆的沉积现象。根据距离物源远近，上超又可以区分为近端上超和远端上超。靠近物源的上超称近端上超，远离物源的上超称远端上超。只有当盆地比较小而物源供应充分时，沉积物才可能越过凹陷中心而到达彼岸，形成远端上超。

4. 下超

下超是层序的底部顺原始倾斜面向下倾方向的终止方式。下超表示一股携带沉积物的水

流在一定方向上的前积作用。需要注意的是,下超经常不指示不整合现象。

上超与下超是地层与层序下部边界的关系,当地层受后期构造运动影响而改变原始地层产状时,上超与下超往往不易区分,可统称为“底超”。

（二）标准剖面的建立和层序的分级

1. 标准剖面的建立

要建立一个新区的地层层序,必须在它的地理分布范围内选择几条典型剖面作为标准剖面。

选择标准剖面的原则是:

(1)选择地层发育齐全、厚度大而又能延续到斜坡上的剖面作为划分层序的基础。

(2)要分别选择垂直于水流方向和沿水流方向尽可能多过井的十字交叉剖面作为标准剖面。

(3)避开断层和沉积过薄的隆起区或剥蚀区。

(4)当有几个沉积中心时,分别建立每个沉积中心的标准剖面,便于研究各凹陷之间在沉积历史上的差异。

在一个新区建立标准剖面的目的是为了全区对比“统一”,在层序地层学中称为“闭合”,也就是说,同一个同相轴对应的层位要“相当”,不能“串相位”。显然,在一个凹陷内仅仅建立一个标准剖面是不够的,起码要有 4 条剖面,即主测线、联络测线各两条,组成“井”字,逐层逐条追踪,直到“闭合”才算完成了层序解释的任务。

2. 地震层序的分级

按照地震层序规模的大小,可把沉积层序划分为两级,即超层序和层序。

(1)超层序:从水域最大到最小时期沉积的地层层序。它往往是区域性的,并包括几个层序。据 Vail 等分析,大部分超层序是在海面相对变化的二级周期(超周期)期间沉积的。

(2)层序:是超层序中的次一级地层单元,水域相对扩大和缩小。它可以是区域性的,也可以是局部的。

有时根据需要,也可以把几个层序称为一个层序组,把几个层序组称为一个超层序。

（三）地质分层、地震分层与层序地层学分层的区别和联系

地质分层是根据钻井取心的岩性、古生物及其他特征进行的,而更大量的地质分层则是依据测井曲线特征提出的。

地震分层是根据剖面中的连续强相位确定的。多年来,每个探区都已形成一套统一的地震波组划分方案,并指导着地震解释和油气勘探,主要用来进行构造解释。

层序地层分层则是为了满足地层学和沉积学研究,根据地震反射波特征提出的分层意见。

尽管上述三种分层方案应当是统一的,然而由于客观地质现象的复杂性、地震资料垂向分辨率的限制以及其他技术上的原因,在目前状况下,要做到完全的统一还有困难。

从地质分层上看,尽管人们从古生物解释方面力求明确地层的时代(时间)界面,但是由于资料获取方面的困难,实际上,除了代、纪、世级的分层外,在更细的分层上,更多的还必须依靠测井资料确定的岩石地层单元。在某些地区或某些地段,它们的穿时现象是十分明显的。不克服这些弱点,将会给油气勘探带来重大影响。

地震分层的地震波组划分在多数情况下是和主要的地质分层界面一致的,然而,有两种情况出现,并造成地层学解释上的困难。一是某些地震波组只是明显的层序内部的物理界面,而不是更有地质意义的层序界面(它们有时是不十分明显的);二是出于构造解释的要求,在野外施工或室内处理上,采用了不适当的频带宽度及不适当的处理程序,人为地制造了一些又黑又粗的反射同相轴,这样虽然突出了某些同相轴,便于构造图的编制,却模糊或压制了具有更重要的地质意义的层序界面。

因此,从层序地层学研究的需要出发,适当地提高频率,适当地选择叠加速度,适当地做子波处理,选择合适的叠加方式、精细的静校正以及正确的处理程序,尽可能地排除噪声,尽可能多地显示出地下反射界面,应当作为当前地震工作中的重要任务。当然,结合测井曲线编制精细的地质和地震模型,结合 VSP(垂直地震剖面)资料,会取得对地层更详细的了解。

三、速度—岩性分析

速度—岩性分析利用速度谱转换得到的层速度信息进行岩性转换,求得每一层序内的砂岩百分含量,制作砂岩百分数平面等值线图,用于分析碎屑岩地区物源方向及预测砂体在盆地中的展布趋势。砂岩百分数平面等值线图是地震相向沉积相转换的一种有效辅助参数。速度—岩性分析技术目前已达到半定量甚至定量的水平。金博等(2004)在分析和解释准噶尔盆地东部阜东斜坡带速度谱资料的基础上,结合根据钻井、测井资料建立的精细砂泥岩压实模型,利用地震速度岩性解释系统(VLIS)进行了层速度转换、层速度校正及砂岩指数计算误差平滑和校正,并分别计算了中上侏罗统石树沟群的层速度和砂岩指数。通过对研究区地震相和沉积相特征的分析,砂岩指数高值区与前积、充填相等对应(图7-3、图7-4)。

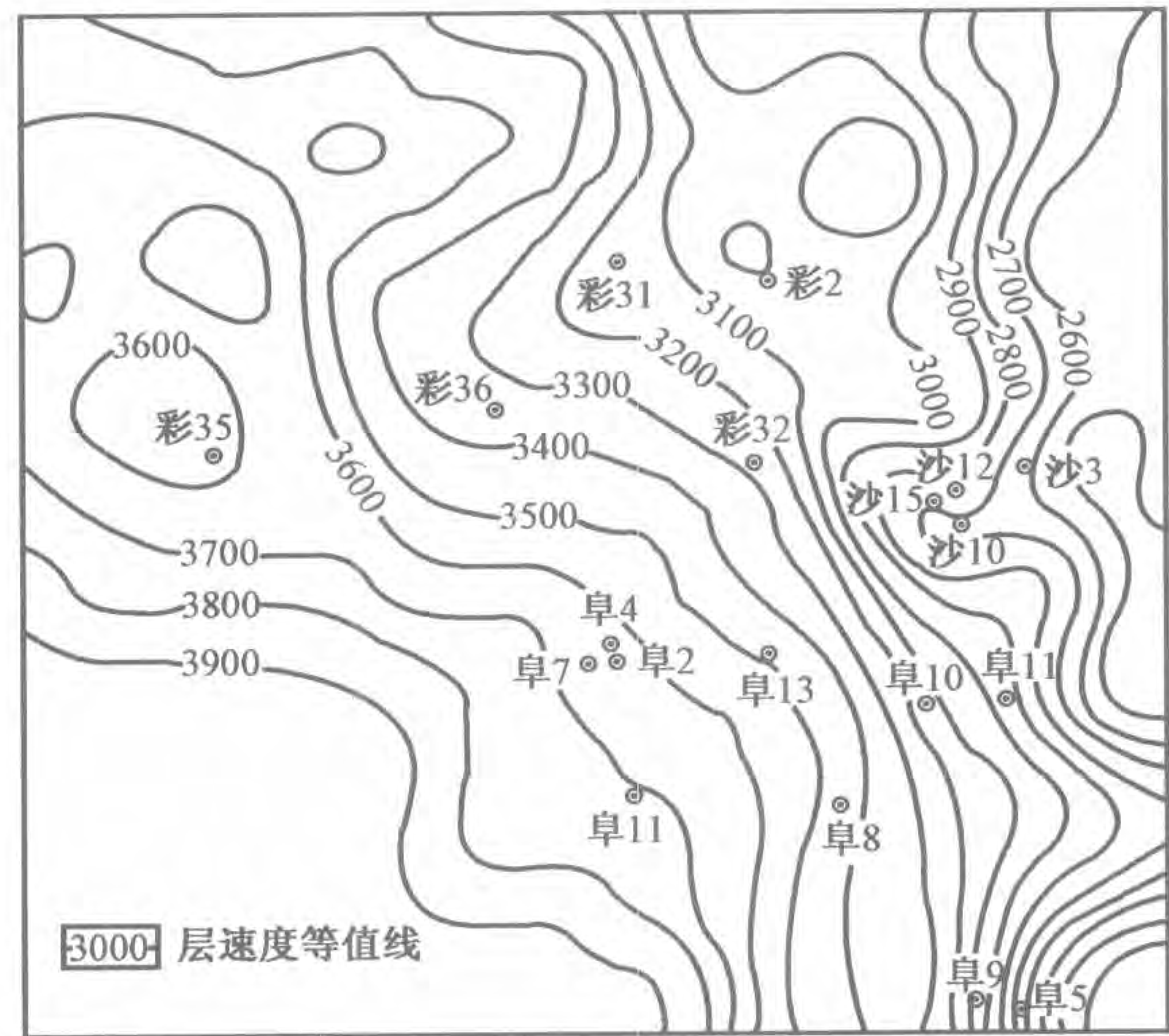


图7-3　准噶尔盆地东部阜东斜坡带石树沟群地震层速度分布

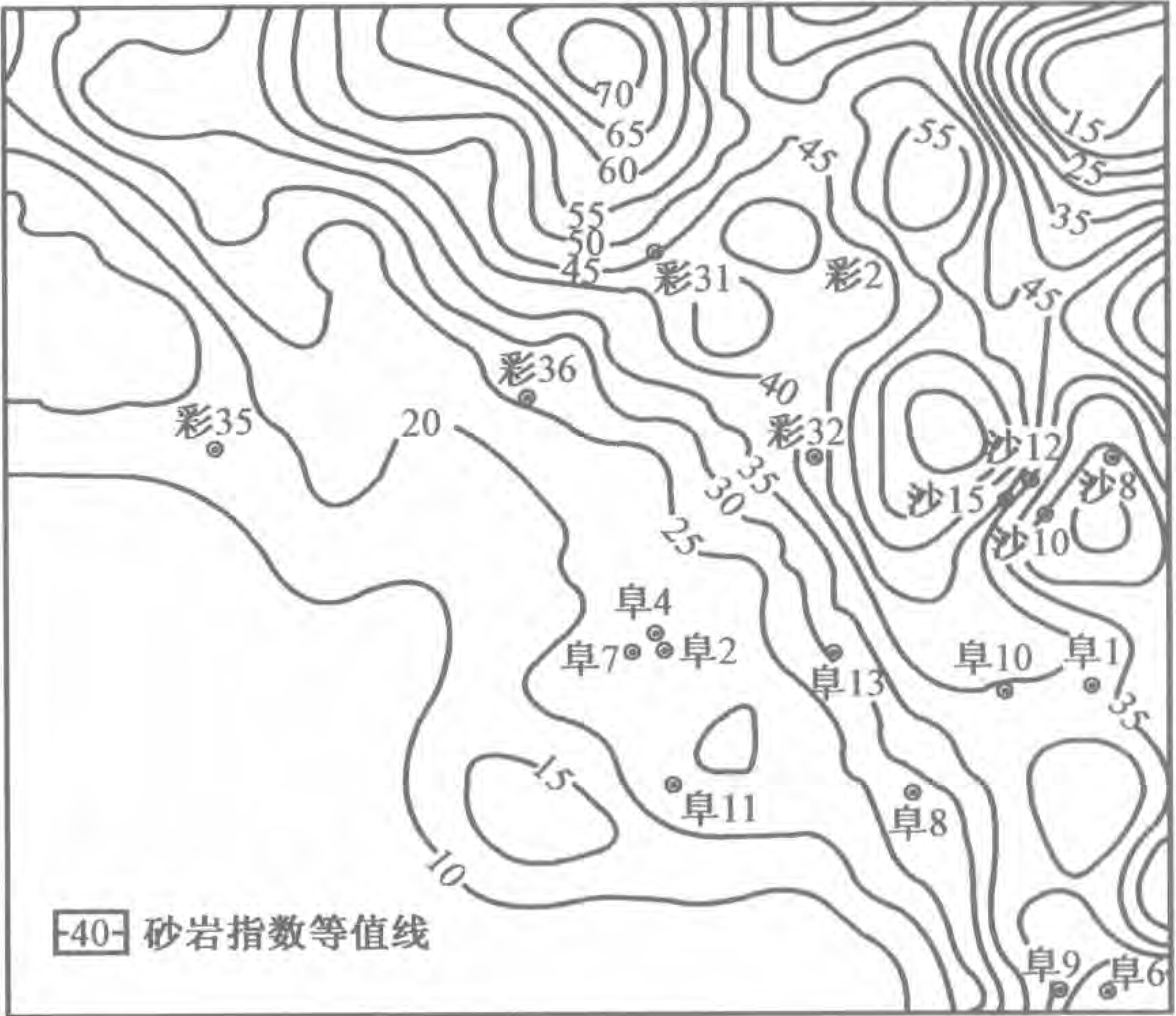


图7-4　准噶尔盆地东部阜东斜坡带石树沟群砂岩指数分布

四、地震相分析

(一)地震相的概念

据 Sheriff(1982),地震相是指由沉积环境(如海相或陆相)所形成的地震特征。

按 Brown(1979),地震相是指有一定分布面积的三维地震反射单元,其地震参数,如反射

结构、振幅、连续性、频率和层速度,与相邻单元不同。它代表产生反射的沉积物一定的岩性组合、层理和沉积特征。

根据地震相的定义,地震剖面上反射特征的任何变化,只要与岩性或沉积特征变化有关,并且有一定的空间范围,都可以定义为地震相。

(二)地震相划分的标志

在每个地震层序内,可以根据地震反射的结构特征(前积、非前积)、几何外形(席状、丘状等)、物理特征(振幅、频率、连续性)等地震参数进行地震相分析(图7-5)。在此基础上,结合岩心观察、测井资料分析及盆地的区域地质背景分析,可以将地震相转换成沉积相(图7-6),进而恢复沉积环境和古地理,重塑盆地的沉积史。划分地震相的标志很多,应用比较广的参数及其所代表的地质意义见表7-2。

图7-5 宋站南地区葡萄花油层地震相分布图

表7-2 地震反射参数及其地质意义

地震相参数	地质解释
反射结构	层理类型、沉积过程、侵蚀地形和古地理面貌、流体接触面
反射连续性	层理连续性、沉积过程
反射振幅	波阻抗差、地层间距、流体含量、岩性变化
反射频率	地层厚度、流体含量、岩性变化
层速度	岩性估计、孔隙度估计、流体含量、地层压力
外形及区域分布关系	总的沉积环境、沉积物源、地质背景

图 7－6　宋站南地区葡萄花油层沉积相分布图

苏燕等(2008)曾利用纵向测井资料和岩心资料平面上的地震资料进行综合，借助三维地震数据充分实现井震结合，把地震属性合理地转换为沉积参数，利用地震属性与砂体厚度(或含砂率)建立起相关性，把地震属性转换为砂体厚度，再通过砂体厚度与地震属性的总体分布，并结合井点的认识综合确定了沉积格局以及沉积微相的平面展布(图 7－7)。

图 7－7　大庆杏树岗油田杏 56 区块 2P13c3 小层井震结合沉积微相图(据苏燕等，2008)

沉积环境传统上是通过研究岩心或露头确定的，然而在无岩心或无露头的地区，利用地震剖面上的反射特征来识别沉积相、预测有利相带在国内外也已经取得了良好效果。

地震地层学的诞生和发展给地质学研究打开了新的思路。它在油、气、煤等资源勘探和开发中已经得到广泛的应用。20 世纪 80 年代末又衍生出层序地层学和油藏描述（或油藏钻前预测）等分支学科，它们代表了地震地层学的发展方向。

第二节　层序地层学

层序地层学是20 世纪 80 年代在地震地层学的基础上发展起来的。它概括了地震地层学的基本概念和方法，并综合了生物地层学、同位素地层学、磁性地层学、沉积学和构造地质学的最新成果。它是综合利用地震、钻井及露头资料，结合有关的沉积环境及岩相古地理解释，对地层层序格架进行综合解释的科学。随着层序研究的不断发展，层序地层学逐渐形成了一门相对独立的分支学科。

一、层序地层学概述

P. R. Vail 和 J. B. Sangree（1988）将层序地层学定义为“根据地震、钻井和露头资料，结合伴生的沉积环境和岩相特征，对地层分布模式做出的综合解释。”这个解释过程实际上是推出一个旋回式的、在成因上有联系的年代地层格架（Chronostratigraphic framework），这些地层以侵蚀作用或者无沉积作用造成的不连续地层界面为界，或者以与这些不连续面可以对比的整合面为界。在这个年代地层格架中，还可以解释沉积环境及与之相伴的岩相分布。这些岩相单元可以是以地层表面为界的同时代的地层间断，也可以是斜穿地层表面的穿时地层间断。

层序地层学中有四个最基本的变量：构造沉降、全球海平面升降、沉积物供给速度和气候。其中，构造沉降提供了可供沉积物沉积的可容空间，全球海平面变化控制了地层和岩相分布模式，沉积物供给速度控制了沉积物的充填过程和盆地古水深变化，气候控制了沉积物类型以及沉积物的沉积数量。实际上，一个沉积层序和地层叠置样式常受构造沉降、全球海平面升降、沉积物供给速度和气候四个基本因素的综合影响。一般来说，构造沉降速度、全球海平面升降速度和沉积物供给速度三个参数控制了沉积盆地的几何形态，构造沉降速度和海平面升降变化综合控制了沉积物可容空间的变化。

以上诸变量中，由构造沉降与全球海平面升降导致的海平面相对于盆地边缘的位置，是层序地层学的基础。

一个地区的构造沉降速度、沉积物供应速度和全球海平面升降速度三者之间相互影响，最终导致该地区海平面相对于该地区陆棚边缘的相对变化速度，即相对海平面的升降变化。层序地层学可以说是讨论海平面升降周期不同阶段（高水位、低水位、海进期）形成的成因上有联系的沉积层序（Haq，Hardenbol，Vail，1989）。

图 7 -8 表示海平面相对于陆架边缘的关系。设一盆地的陆架边缘以均速缓慢下沉，设陆源碎屑沉积物的供应能够及时充填由于海平面变化所腾出的空间，则当海平面上升时，开始沉积物以海岸上超（Coastal onlap）的形式（海进形式）逐渐超覆到陆架边缘上，随着海平面的继续上升以及上升速度的减缓和停滞，开始出现沉积物及陆架边缘逐渐向海方向推进（前积现象或海退现象），这一时间统称高水位期［图 7 -8（a）］。随后，当海平面快速下降到陆架边缘

以下时，陆架暴露水面，陆源碎屑只能以海岸上超的方式沉积到陆架边缘以外的盆地内，此为低水位期[图7-8(b)]。

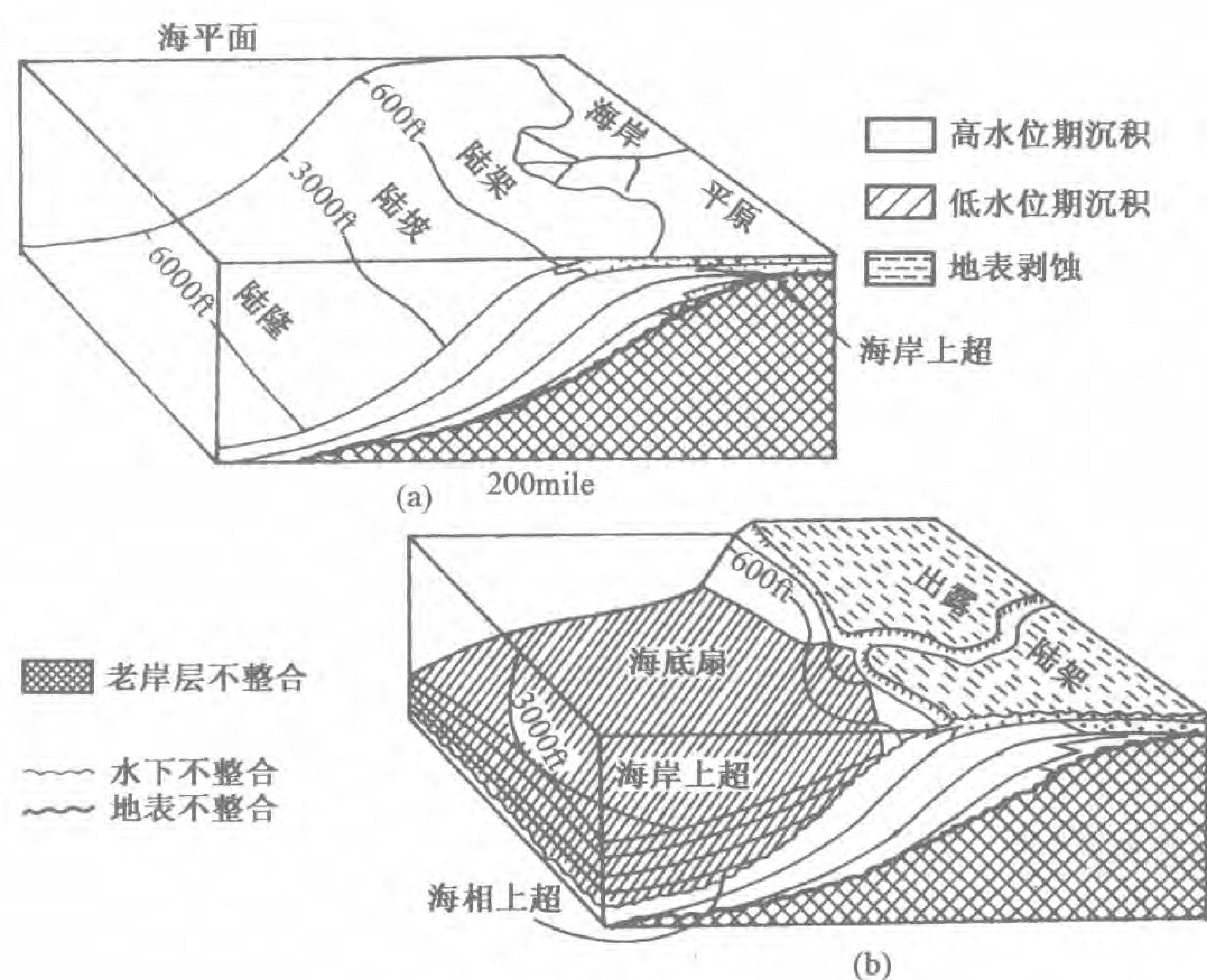


图7-8　海平面变化相对于陆棚边缘的关系(据Vail等,1974)
(a)高水位期;(b)低水位期

大量的实际资料表明，地质历史中海平面相对于陆架边缘的升降变化是频繁出现的。因此，必然导致沉积物类型和它们所处位置在三维空间(特别是相对于陆架边缘而言)的有规律变化。而研究沉积物在三维空间中的展布模式，恰恰是层序地层学的核心任务。

二、基本概念

(一)层序(Sequence)

层序是一套相对整一的、成因上有联系的地层序列，其顶面和底面以不整合面或者与不整合面相对应的整合面为边界(Vail等,1977)。层序是在海平面升降周期曲线上相邻的两个下降速度转折点之间沉积的，由一套体系域组成。

层序概念的建立是层序地层学建立的基石。不同学派对于层序与层序边界的划分是不同的。目前国外学者提出了四种海相层序概念模式，即“沉积层序”、“成因地层层序”、“高分辨率层序”和“海进—海退层序”，分别以Vail、Galloway、Cross和Embry为代表(邹才能等,2004)。

EXXON公司的Vail和他的合作者认为，两个不整合面或与其相对应的整合面之间的地层单元为层序。Galloway认为，在墨西哥湾新近系以三角洲为主体的沉积复合体系中，最大海泛面是最好的地层对比标志层，因此他把层序划分为最大海泛面之间的地层单元，称为“成因地层层序”(Genetic stratigraphic sequence)。

“高分辨率层序”(High resolution sequence)的理论基础是Wheeler(1964)提出的基准面变化旋回与地层形成之间的关系，将基准面“升—降”旋回期间形成的地层作为一套层序，将基准面变化的转换点作为层序边界。它不强调层序界面的位置，既选择基准面由“下降”变为“上升”的转换点为层序边界，也选择基准面由“上升”变为“下降”的转换点为边界(Cross,1995)。

在 EXXON 层序中，海相碎屑沉积体系存在两种分隔层序的地层界面，即Ⅰ型层序界面（SB－Ⅰ）、Ⅱ型层序界面（SB－Ⅱ）（图7－9）。在考虑到碳酸盐岩沉积的特殊性后，又提出了Ⅲ型层序界面（许效松，1995；Schlager，1999）（图7－10）。

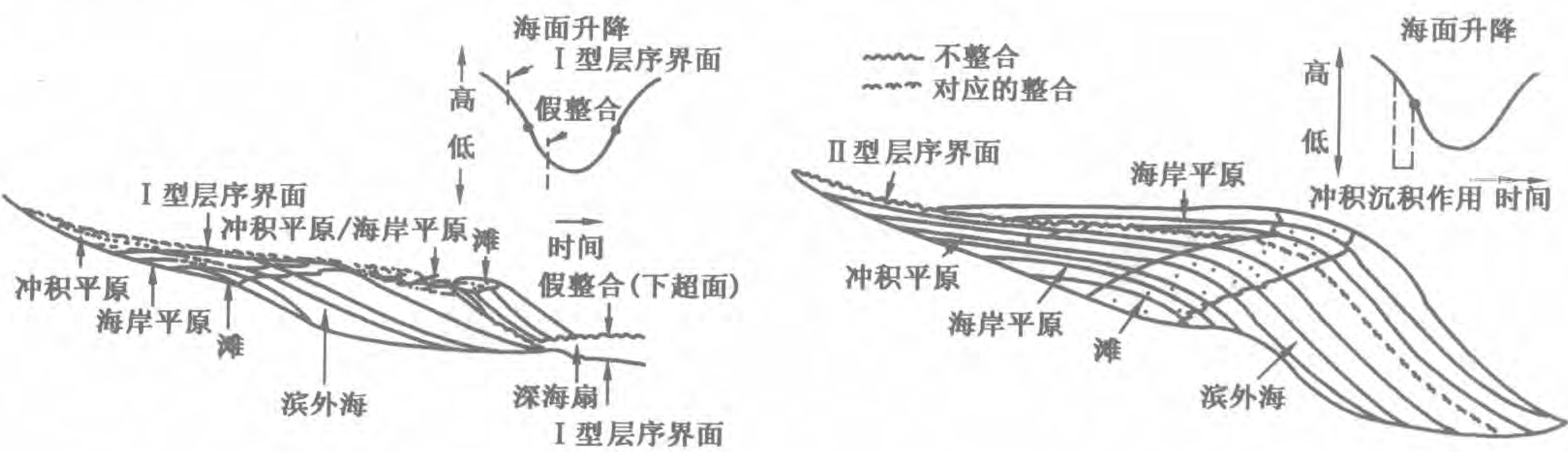


图7－9　Ⅰ型层序界面与Ⅱ型层序界面（据 H. W. Posamentier 和 P. R. Vail，1988）

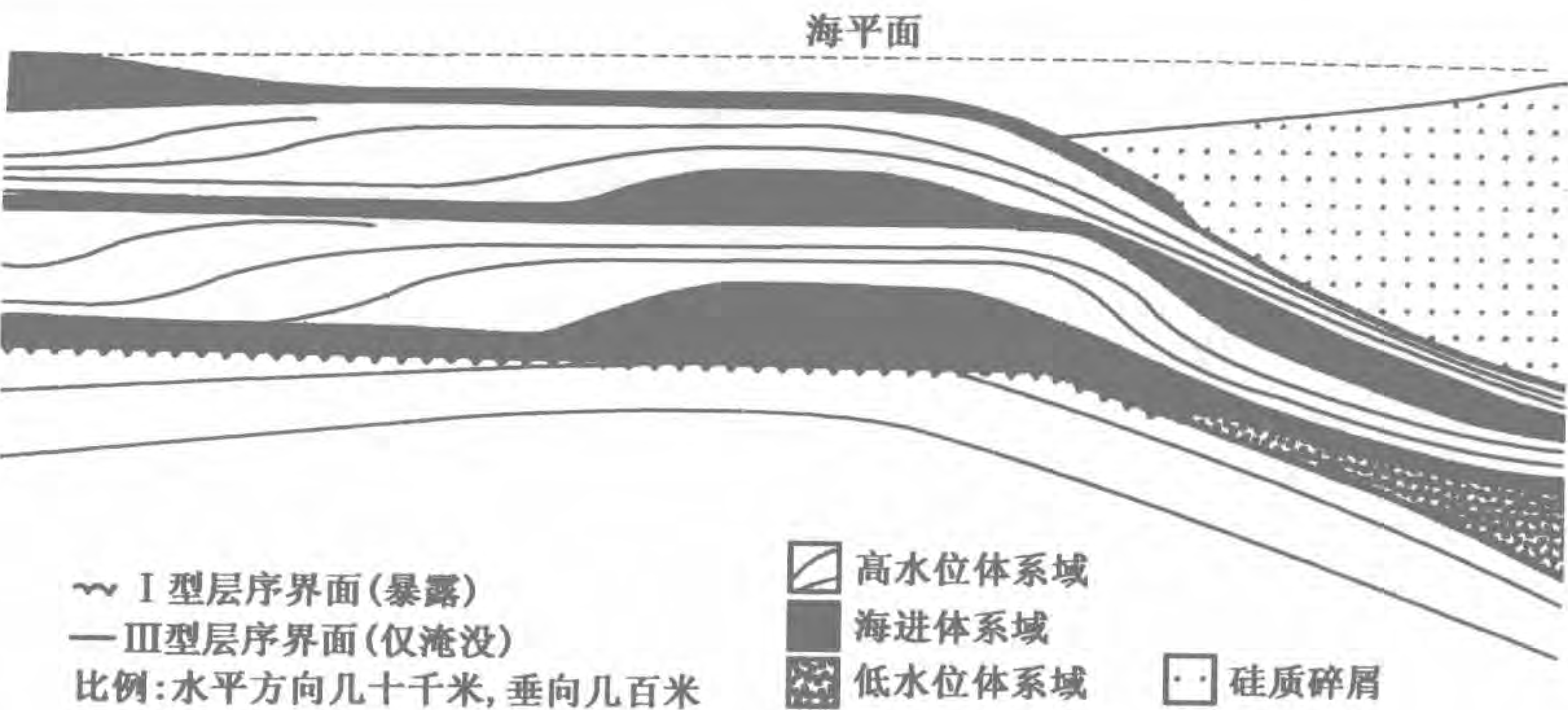


图7－10　在碳酸盐台地被快速淹没的情况下形成的Ⅲ型层序界面（据 Schlager，1999）

Ⅰ型层序边界以河流复活作用、沉积相向盆地方向迁移、海岸上超的地层向下转移、上覆地层的陆上暴露和同时发生的陆上侵蚀作用为特征。由于沉积相向盆地方向迁移，造成非海相地层可直接覆盖在界面下的较深水海相地层之上，其间缺失中等水深的沉积岩层。

Ⅱ型层序的特征是沉积滨线坡折带向陆方向的陆上暴露、上覆地层的上超以及海岸上超的向下迁移，但它既没有与河流复活作用相伴生的陆上侵蚀，也没有沉积相向盆地方的转移。

Ⅲ型层序界面是指高水位体系域和上覆海进体系域之间的海泛面，该界面正逐渐作为层序界面使用，特别是在碳酸盐岩层序分析中。

Embry 在研究加拿大北极群岛三叠纪海平面变化时，与层序格架的分析相结合，建立了"海进—海退层序（即 T－R 旋回）"（Transgressive－regressive sequence）概念模型，以最大海泛面为界将一套层序分为海进和海退两个体系域（图7－11）。

所以，讲层序、边界时必须指出是哪一派（或哪种划分方案）的，不应将不整合面、最大海泛面、海进面混为一起，这要十分注意。

根据层序的九级划分原则，层序（即三级层序）是地层层序划分的基本单位，可将巨层序（一级）和超层序（组）（二级）统称为低频层序，将层序、准层序组、准层序、岩层组、岩层、纹层组和纹层（依次为三至九级层序）统称为高频层序。

吴因业等（2002）将陆相沉积层序分为六个级别，其中前三级为构造成因，后三个级次层序则是局部作用引起、小范围分布的。在技术精度上，地震只能识别准层序组级别的层序。因

此，研究中必须将单井剖面上的精细层序地层研究与地震的宏观地震层序地层学研究相结合，相互补充并对比验证(表7-3)。实际上，不同学者对同一研究区进行层序划分时，由于掌握资料程度的不同以及认识的差异等原因，常会使划分结果有所不同。

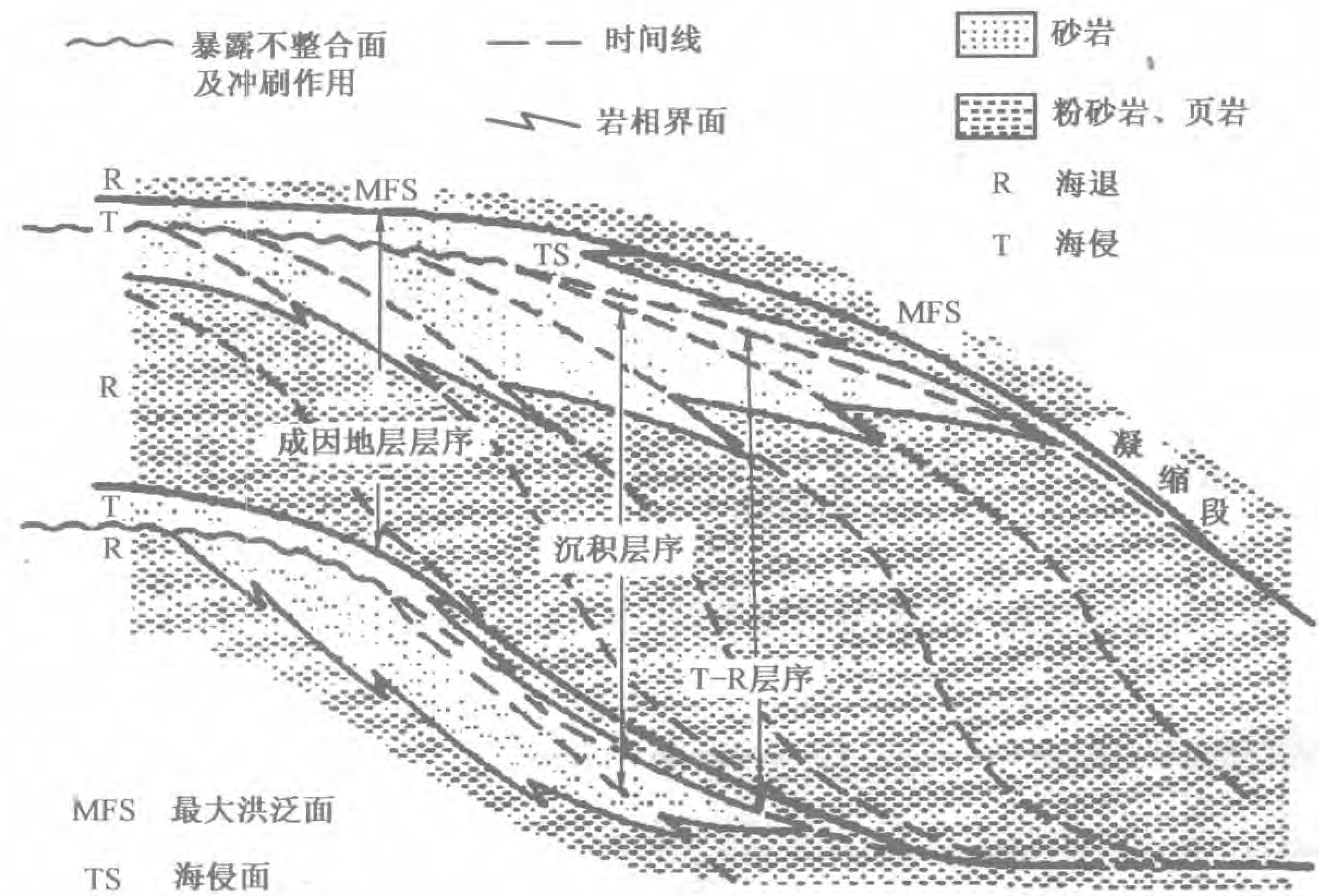


图7-11 T-R层序模式(据Embry,1993)

表7-3 陆相层序地层划分级别(据吴因业,2002)

层序级别	超层序	一级层序	二级层序	三级层序	准层序组	准层序
层序边界	不整合面的面积、超过盆地的面积	不整合面的面积超过盆地的面积或占盆地绝大部分区域	不整合面分布于盆地很大一部分	不整合面分布于盆地的较大部分地区	较大湖泛面—较大湖泛面间	较小湖泛面—较小湖泛面间
成因	全球性构造运动	板内构造运动	区域性构造运动	构造、气候及湖平面变化	构造、气候、物源及湖平面变化	气候、物源及湖平面变化
对应沉积旋回	全球级沉积大旋回	板内沉积旋回	区域性沉积旋回	盆地内沉积旋回(三级)	岩性组旋回(四级)	岩性旋回(五级)
与地层界限比较	相当于地层的界或更小	相当于地层的系或更小	相当于地层的统或更小	相当于地层的组或更小	相当一组地层的叠置方式	一个沉积旋回
时间,Ma	200~300	60~120	30~40	2~5	0.1~0.4	0.02~0.04

(二)准层序(Parasequence)

准层序是以湖(海)泛面或与之对应的界面为边界的、相对整合的、有内在联系的岩层或岩层序列组成。准层序的边界是湖(海)泛面及其对应的界面，其上下水深急剧变化(图7-12)。

(三)准层序组(Parasequence set)

准层序组是指具有明显叠加模式的一组有成因联系的准层序序列，按照准层序的叠加方式可以划分为加积式、进积式和退积式准层序组三种类型。准层序组界面也是湖(海)泛面与之相对应的界面，但其规模大于准层序的湖(海)泛面(图7-12)。

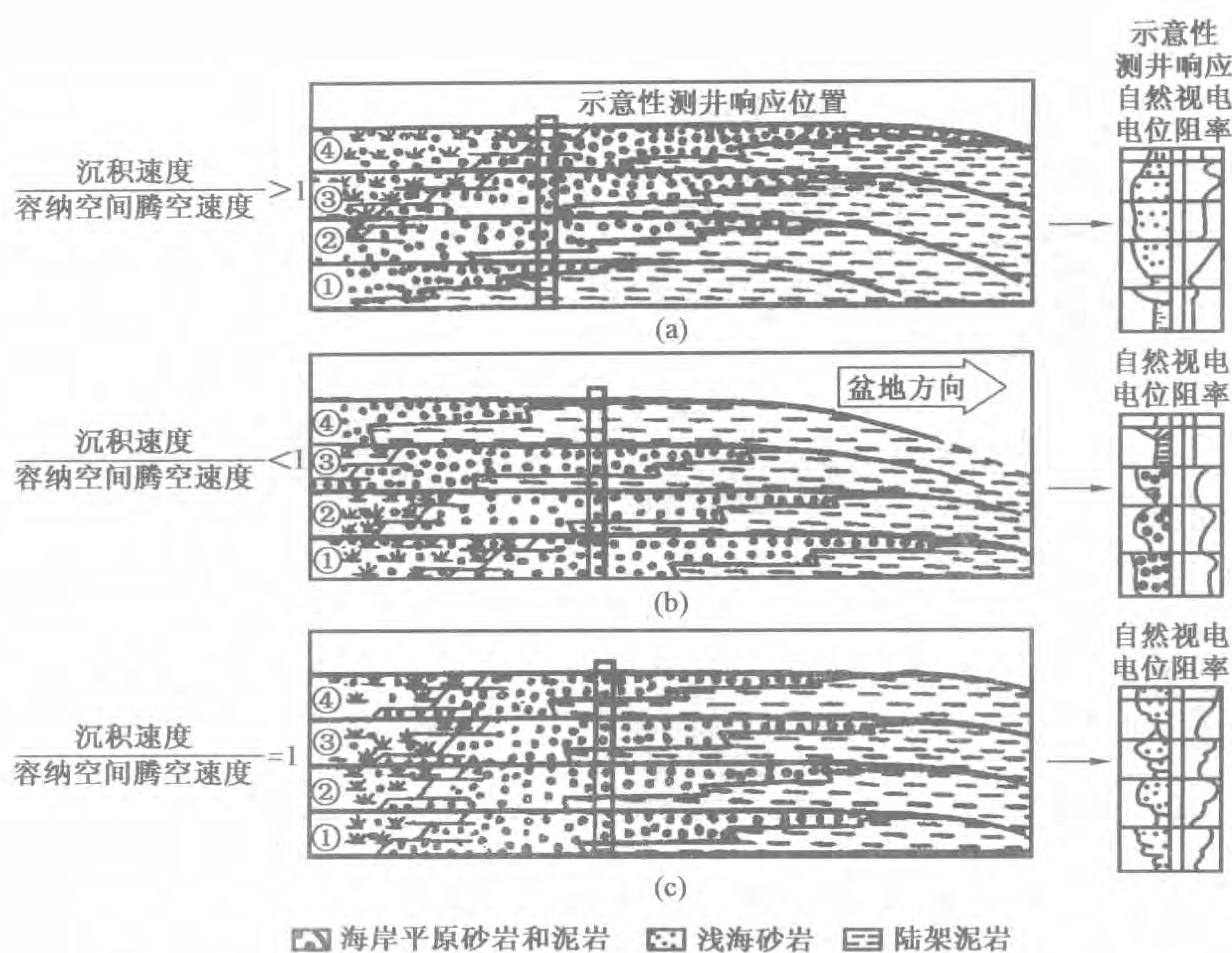


图 7-12　准层序组类型及准层序叠置样式(据 Wagoner 等,1990)

(a)前积式准层序组;(b)退积式准层序组;(c)加积式准层序组

(四)不整合(Unconformity)

不整合是一个将新老地层分开的面,具明显的沉积间断,往往对应于层序边界,包含侵蚀面和无沉积作用面。它是一个重要的时间间断面,其特征是暴露到水上和具有水上(有时为水下)侵蚀、削截现象(Vail,Hardenbol,Todd,1977)。

(五)沉积体系(Sedimentary system)

沉积体系是一串现在仍积极作用的(现代的)或者推测的(古代的)沉积作用和沉积环境(三角洲、河流、障壁岛等)从成因上联系到一起的岩相组合(Brown,Fisher,1977)。

(六)体系域(System tract)

体系域是一连串同时期的沉积体系(Brown,Fisher,1977)。每个体系域都与海平面升降周期曲线上的特定段相伴生(海平面迅速下降时形成低水位体系域,海平面上升时形成海进体系域,等等)。根据不同的沉积背景,可分为 I 型层序中的低水位体系域(Lowstand system tract - LST)、海进体系域(Transgressive system tract - TST)、高水位体系域(Highstand system tract - HST)和 Ⅱ 型层序中的陆架(棚)边缘体系域(Shelf margin system tract - SMST)、海进体系域、高水位体系域(图 7-13)。

Ⅰ、Ⅱ 型层序的区别在于海平面是否降至坡折点之下。在全球海平面升降周期内,若海平面急剧下降并且下降速度大于构造沉降速度且低于坡折点,则在陆架边缘之下沉积低水位体系域;当海平面缓慢上升引起海水穿过陆架时,形成海进体系域;随着海平面升高,海平面上升速度减慢,在沉积物供给速度维持原速度时,则由浅海相和非海相沉积组合的滨线向盆地方向推进,形成高水位期海退体系域沉积;当海平面缓慢下降未降至坡折点之下,内陆架暴露侵蚀面仅在外陆架出现缓慢沉积,则构成陆架边缘体系域。区分组成层序的体系域的关键部位是

陆架坡折点(或陆架边角、陆架边缘),由沉积物分布于该点之上或之下划分低水位体系域、陆架边缘体系域、海进体系域和高水位体系域。

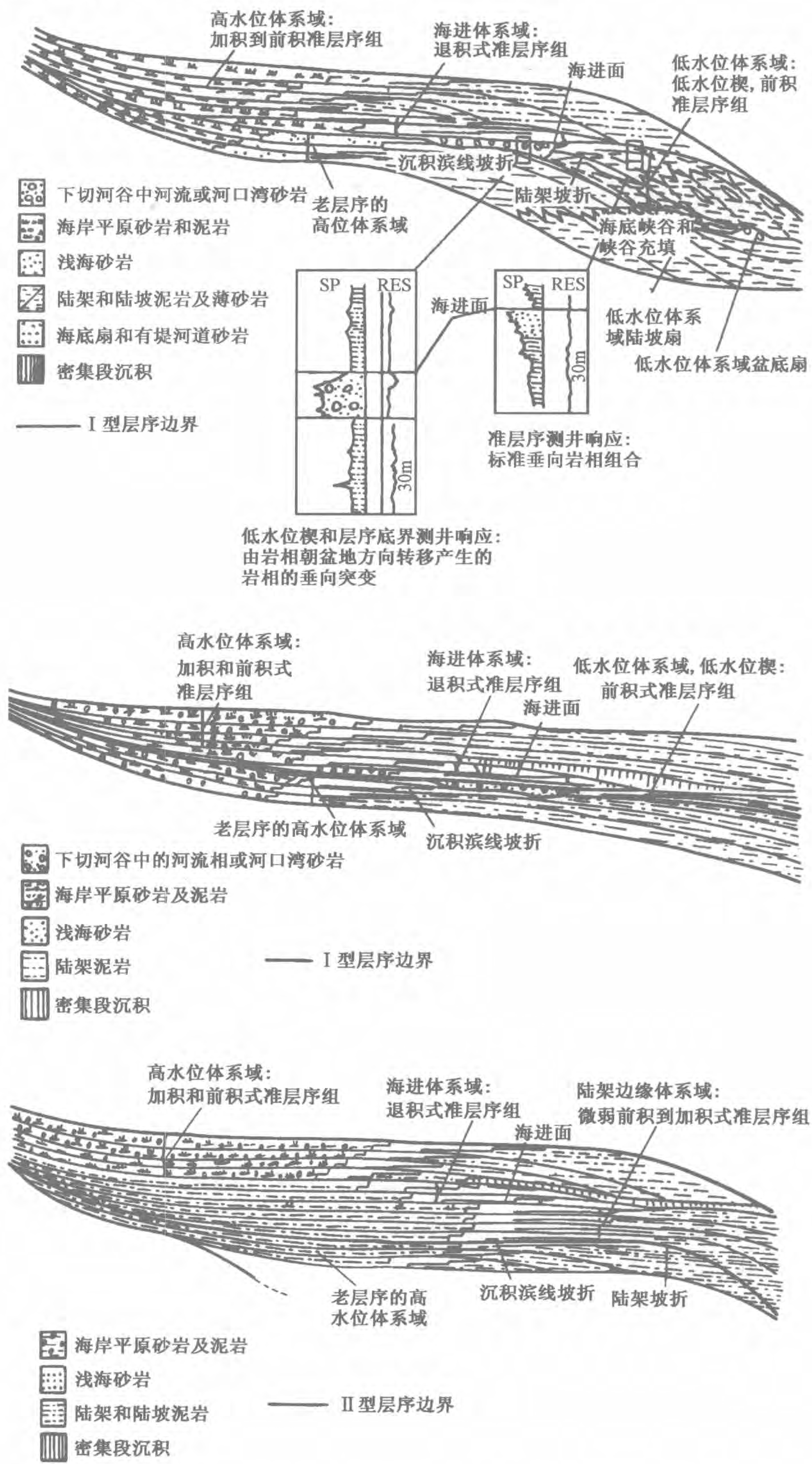


图 7-13　不同构造背景下的层序地层模式(据 Wagonerl 等,1990)

（七）全球海平面和相对海平面

海平面变化是层序地层学中最重要的概念之一，全球海平面是海平面相对于某个固定参照点（如地心）运动的一元函数，相对海平面则是海平面运动和海底运动的二元函数。海平面相对变化是形成以不整合面以及与之相对应的整合面为边界的、成因上相关的沉积层序的根本原因。更重要的是，它描述了沉积可容空间是如何变化的。

（八）可容空间（Accommodation）

可容空间是指潜在的可供沉积物堆积的空间。可容空间是全球海平面升降变化、相对海平面变化、沉积物供给和构造沉降的函数，也就是说，海平面和构造的相对升降变化特征决定了是否存在可供沉积物沉积的可容空间。

（九）密集段（Condensed section）

密集段是以沉积速度极低为特征的一种薄层的地层层段（沉积速度小于1～10mm/ka）。它们出现在高水位期沉积与海进及低水位期沉积间的下超面上（图7－14）。密集段的重要性主要有两方面：一是它所代表高水位期沉积体系域的前三角洲细粒沉积往往作为重要的生油岩覆盖下伏的海进及低水位储油岩上，可以形成各种类型的油藏；二是由于高水位沉积覆盖在年龄不同的海进和低水位沉积上，因此，在朝海或深水方向，同样可以形成年代跨度不等的沉积间断。

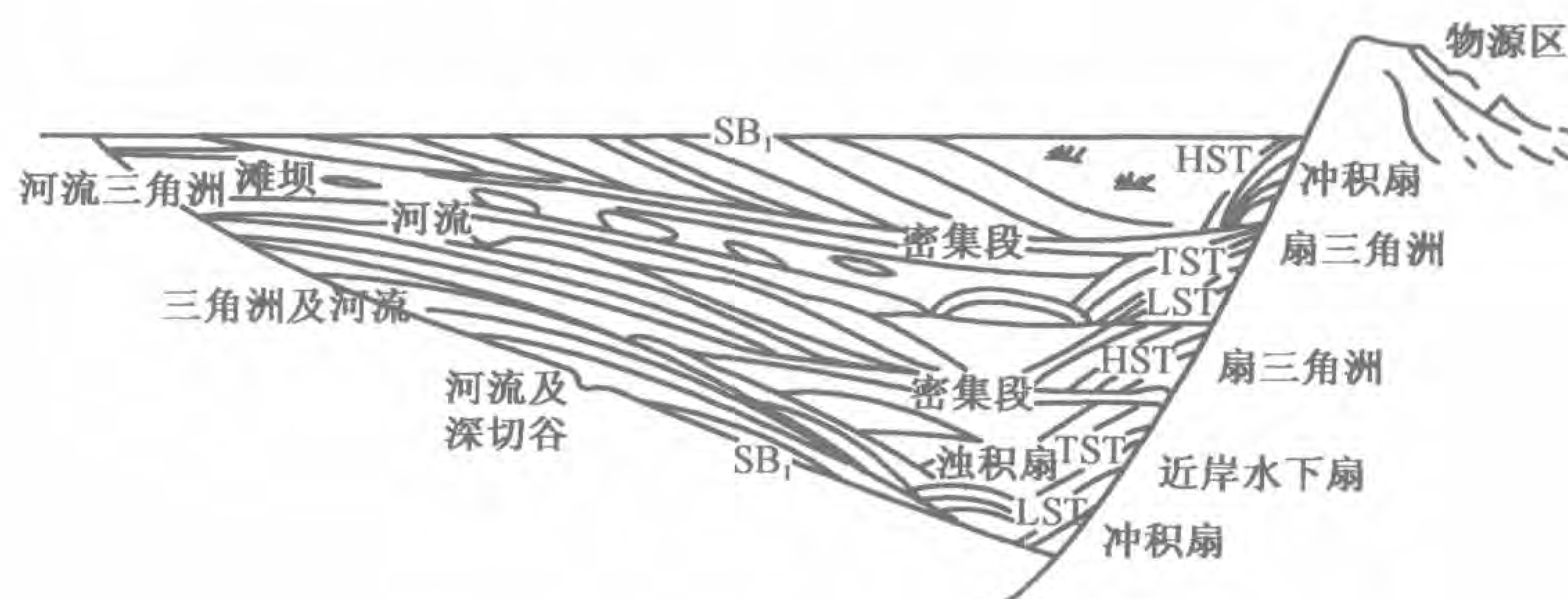


图7－14　断陷湖盆地层与沉积体系（据朱筱敏，1995）

（十）平衡点（Equilibrum point）

平衡点是指沿一剖面上的一个点，这点的海平面变化速度与沉降速度相等。它把海面相对上升带与相对下降带分开。

（十一）平衡剖面（Equilibrum profile）

它是一个递降水流的纵向剖面或者一个平滑梯度剖面，在这个剖面上的每个点处的水流都足以搬运走供应给它的沉积负载。一般认为，这个剖面是一种平滑的、向上凹的抛物线，在河口处实际上是平的，在物源处变陡。

在上述诸概念中，最重要的是体系域和密集段。

由上述定义不难看出，层序地层学不同于传统生物地层学及岩性地层学，它们之间的差异在于：（1）层序地层学通过构造沉降、全球性海平面变化、沉积物供应速度三者综合影响产生的相对（相对于陆架边缘）海平面变化，从纵向上研究层序产生的原因及其周期性变化规律；（2）通过研究一个层序沉积时期海平面变化对沉积物分布的控制，将层序划分成一系列成因上有联系的体系域，建立了层序内部的地层分布模式（规律）；（3）层序地层学研究的主要是年

代地层单位，不是生物地层单位，也不是岩石地层单位，这一点在广泛利用地震资料进行地层学研究和油气勘探时尤其显得有用，因为地震反射界面所追踪的基本上是年代地层界面。

此外，层序地层学中层序的划分是最基础的工作。通常，层序划分应遵循以下三条原则：(1)界面最大原则，也就是说所划分的各级层序的内部不应存在比边界更为重要的沉积间断面；(2)统一性原则，指层序的级别和类型确定时，要考虑在一定区域范围内的一致性。层序组应在全盆地范围内统一，准层序组应在一个坳陷或凹陷内统一，准层序在相同凹陷内统一；(3)等时性原则，即所划分的层序为同期沉积产物，在陆相断陷盆地为同一期构造沉降旋回期间形成的地层单元。

三、层序界面的识别特征

(一)关键界面的地震表达及识别

根据地震剖面解释识别层序界面是地震地层学和层序地层学研究的重要内容。由于层序界面通常都是明显的不同类型的岩石物性突变面，因此这些物性界面在地震反射剖面上都有不同的表现形式。在地震反射剖面上最常见的反射波组合关系分为协调关系和不协调关系，它们分别对应于整合层序界面和不整合层序界面。通过识别、对比和追踪地震剖面上表征不协调关系的反射波终止形式，可以确定层序界面的位置及其类型。

1. 层序界面的识别

指示层序界面的反射波终止形式有上超、下超、顶超及削截。其中上超和下超为指示层序底界面的反射，顶超和削截是指示层序顶界面的反射。

侵截面、顶超面与下超面、上超面和水进面的地震反射特征归纳为(樊太亮等，1997)：

(1)削截面，是最明显的层序界面。如图7-15中生界顶面Tr、东营组顶面T_1均为削截不整合面。Tr在地震剖面上为强振幅、连续反射，削截下伏地层，并形成一系列侵蚀沟谷，界面之上地层连续上超，构成一个下截上超的大的层序界面。T_1作为一个大的层序界面，发育一系列特征明显、规模不等的下切河道，并在界面上下发生沉积体系的明显转换。

(2)顶超面与下超面，如图7-15中的S_C和S_D的顶界面，其特征为角度平缓、延续较远的斜层相互叠置，构成逐渐推进的进积层系。由于地层基准面与沉积表面基本一致，顶部发生沉积水流的过路冲刷作用，因而形成沉积间断型不整合面。顶超面是与前积层相伴生的，而前积层是三角洲、扇三角洲的典型特征。在前积层下端趾部是下超面，下超面常与最大海(湖)泛面一致，它是层序内可容空间达到最大时的产物，是区分基准面上升旋回与基准面下降旋回的转换面，也是层序内泥岩盖层的主要发育部位。

(3)上超面，是指地层超覆面，代表沉积缺失面，也属于层序界面。图7-15中的S_B和S_C的底界即为上超面。地层上超是沉积物可容空间由低变高过程中的产物，在低可容空间旋回中，物源对层序界面的控制作用较强，有利于储层发育。

(4)水进面，在一个基准面变化旋回中，最大海(湖)泛面是层序中的一个重要界面，也是地震剖面较易识别的反射界面。水进面表现为由上超面至下超面的转换。在基准面上升旋回的初期，可容空间较低，沉积作用主要表现为垂向加积和沿界面的逐步上超；在基准面上升旋回晚期，可容空间变大，沉积作用表现为垂向退积和沿界面的进一步上超，此时达到最大水进期，形成密集段沉积。密集段跨越基准面上升半旋回和下降半旋回的一部分。

2. 体系域的地震表达

在地震地层学框架内，层序一般可以划分为三个体系域。在地震剖面上，层序内部各体系

域有其独特的地震响应。水进体系域常为连续性较好、振幅较强的双轨反射或密集反射，位于层序中部，其上常见下超现象。高水位体系域常表现为由盆地边缘的空白、杂乱地震相单元向盆地内部逐渐过渡为加积—前积地震相、平行连续反射地震相单元，位于层序上部。低水位体系域的地震反射特征常为楔状空白—杂乱组合，位于密集反射下方，层序界面上方。

低水位体系域和早期水进体系域构成了层序的下部，地震反射表现为退积型叠置样式（图7－16中的LST和TST），而高水位体系域则表现为明显的前积型叠置关系（图7－16中的HST）（吴金才等，1997）。

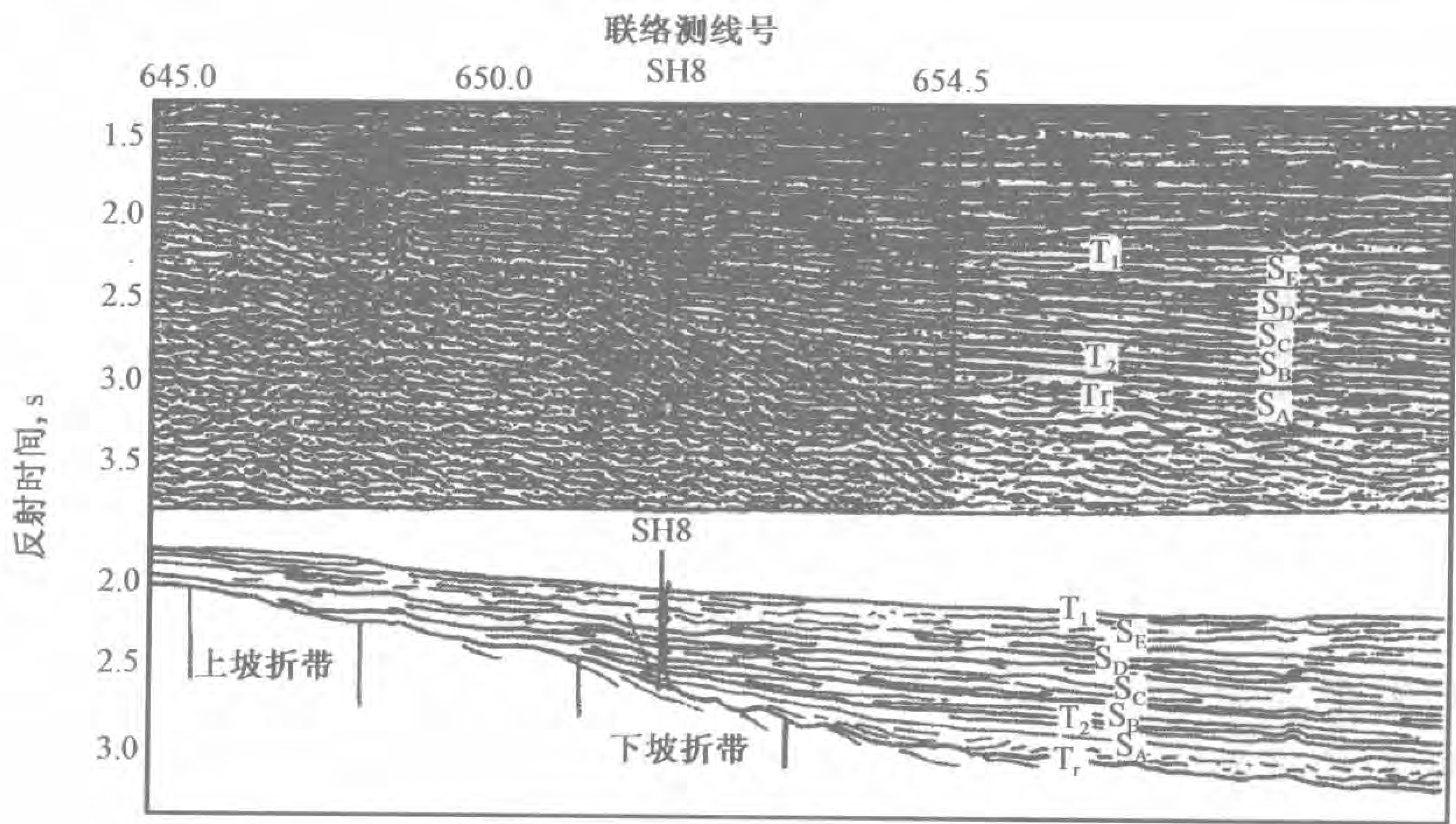


图7－15　胜海地区东营组地震层序地层分析（据樊太亮等，1997）

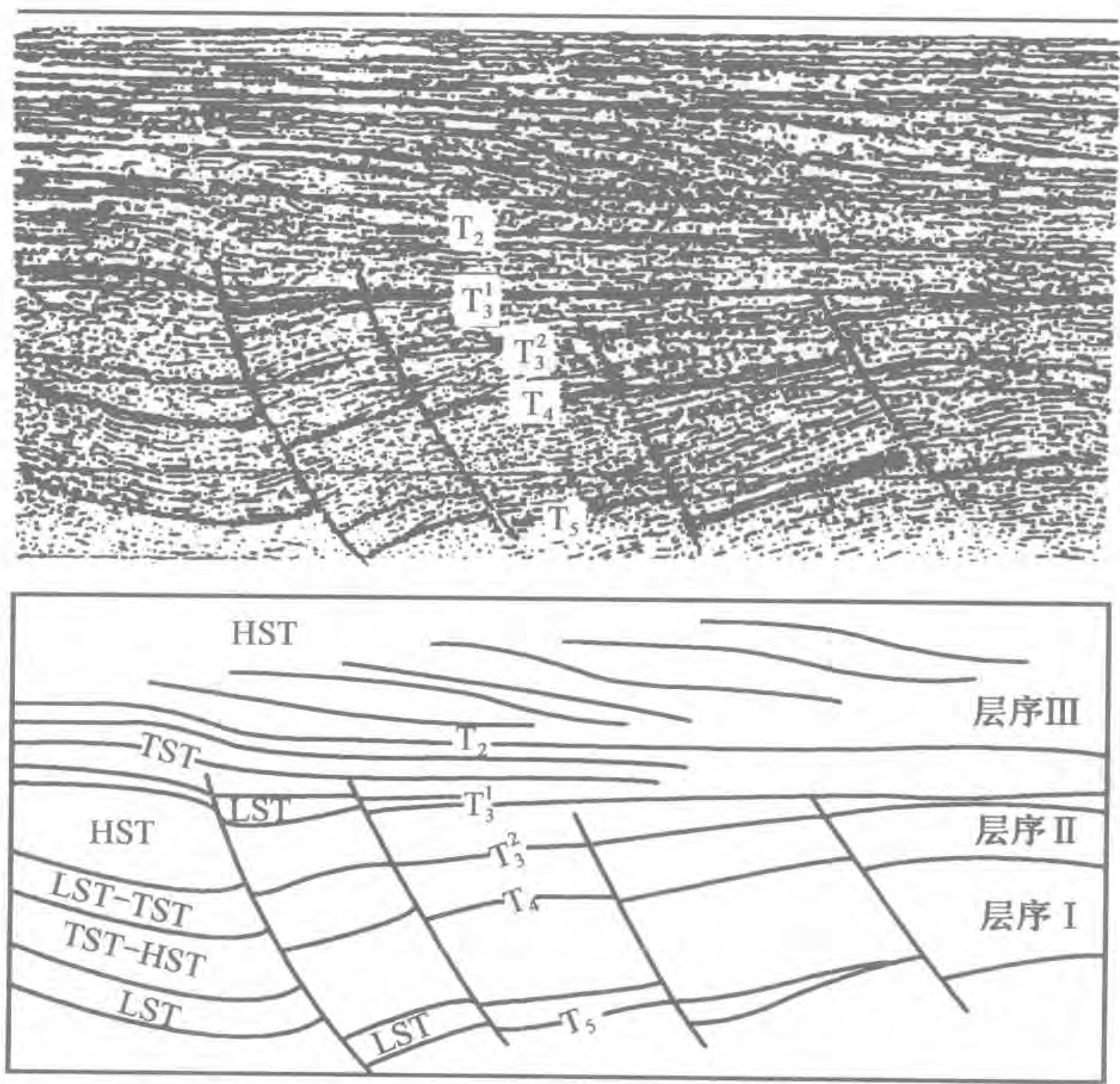


图7－16　万安盆地典型地震剖面及其层序划分（据吴金才等，1997）

3. 密集段的标志

密集段的确定在层序地层学研究中具有重要意义，由于密集段通常是较薄的岩石层段，因此，基于地震分辨率的原因，地震方法通常只能识别三级层序或更大尺度层序中的密集段。地

震上常见的密集段识别标志(图 7 – 17)包括以下几种(樊太亮等,1997)。



图 7 – 17　地震剖面上的密集段识别标志示意图(据樊太亮等,1997)

(1)层序内部的下超面:在一个层序内部,当发育特征明显的下超面时,往往可构成一个厚度较大的密集段,这是一种最直观的标志。

(2)退积式层序组的出现:退积式层序组是在海平面迅速上升过程中发育的,其间沉积物供应速度降低,沉积层序向陆地方向退缩,退积层序的底部和前端应是密集段和生油岩发育的良好区带。

(3)进积式层序组的出现:前积层序组形成于海平面的缓慢下降的过程中,往往与大规模的地层前积作用相联系,进积式层序靠近下超面的底积部分是富含有机质的细粒沉积物发育带,也是良好的生油岩分布带。

(4)层序厚度的迅速变小:当一个层序由盆地内部迅速变薄时,有时并不能识别出明显的下超特征,但层序厚度的减少与沉积物供给不足有关,预示着深水区可发育以细粒沉积物为标志的密集段。

4. 初始海(湖)泛面的识别

初始海(湖)泛面是低水位体系域和水进体系域之间的边界,其识别标志有:接触面的几何关系,以上覆相对细粒的退积层下超于进积层,向陆方向追索则以与层序界面汇合形成上超为特征;上部常有薄的残积层,底部滞留层常由砂岩或页岩的砂砾屑组成;潜穴发育;上覆再沉积作用海相砂体,下伏非海相、滨岸相以及深切谷充填沉积物。在地震剖面上,首次越过地形坡折带的第一个湖岸上超点所对应的同相轴即为初始海(湖)泛面的位置。当然在有些坳陷盆地中不存在明显的地形坡折,初始湖(海)泛面难以确定,因此只能将一个沉积层序二分为湖(海)侵体系域和湖(海)退体系域(朱筱敏等,2003;蔡希源等,1999)。

5. 最大海(湖)泛面的识别

最大海(湖)泛面通常与密集段伴生,其岩性标志是:强烈生物扰动和钻孔的毫米—厘米级纹层—薄层泥灰岩—灰泥岩韵律层;含大量浮游生物化石的瘤状泥灰岩或富含有机质的暗色泥岩;沿其倾斜方向追索,在向盆地方向,其岩相和动物群的变化显示有突然变深的事件;向滨岸方向,有时与滨岸地区的不整合混淆在一起。在地震剖面上,靠近盆地边缘最大海(湖)泛面往往与下超面对应(图 7 – 18),地层下超的终止点连线即为下超面。

(二)层序边界的其他识别方法

1. 古风化暴露面

古风化暴露面分布广泛,主要包括古土壤和植物根土层。它一般厚几十厘米至几米不等,受后期海进侵蚀作用,常被不同程度地冲蚀。它发生在合适的古气候和古构造环境下,其上的

风化壳是很好的不整合界面标志。古风化暴露面以钙质风化壳最为常见，其次是铁质、铝质和硅质风化壳，它们都是古土壤的范畴。植物根系发育段的存在代表了古土壤的存在或者说是沉积地层暴露地表的证据。

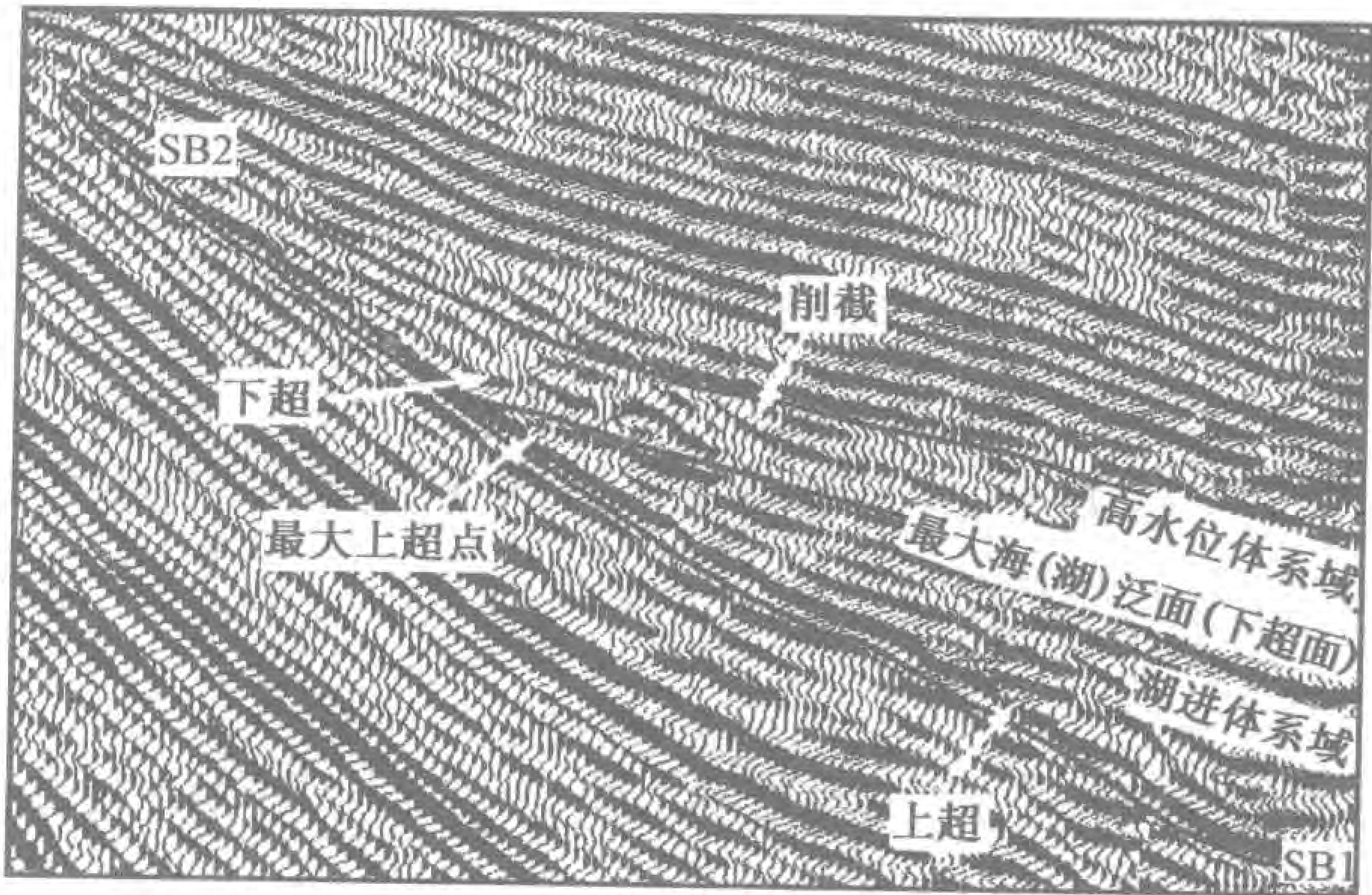


图 7-18　层序界面及最大海(湖)泛面剖面特征

2. 河床滞留沉积

河床滞留沉积，特别是深切谷中河床滞留沉积的存在，往往是层序边界的标志。

3. 从沉积旋回性判别层序边界的位置

1)正旋回沉积

在电性特征上，视电阻率曲线一般在旋回下部值较高，向上逐渐减小；自然伽马曲线往往下部值较低，向上有增大的趋势，反映了岩性逐渐变细，泥质含量逐渐增高的趋势。

2)反旋回沉积

从电性上看，从下到上视电阻率曲线值逐渐增大；自然电位曲线异常值逐渐减小，呈漏斗状或箱状；自然伽马曲线也逐渐减小，反映了泥质含量减小，岩性变粗的趋势。

3)复合旋回沉积

视电阻率曲线中间为高阻区，上、下值较低；自然电位表现为卵形凸起负异常。

4. 风暴岩

当湖泊处于广阔盆地时，湖面宽，水体浅，强大的风暴浪导致形成风暴岩沉积。层序边界之上常发育砂质风暴岩。

5. 岩性、岩相标志

岩性和岩相在垂直系列上的缺失、突变以及底砾岩的出现都可能是层序边界。

6. 截切面及海岸上超面

截切面是海平面下降时河流下切基底形成的“深切谷”。当后期被充填时，深切谷与沉积物形成相互交截关系；上超面是在海平面上升并逐渐向陆推进时由滨线沉积向岸迁移所致。

7. 地球化学标志

不整合面以下的岩层中，由于风化暴露作用结果，常常造成某些元素的特殊富集或贫乏，

形成某些特征矿物(如高岭土),并引起同位素组成的变异。它们也可作为识别不整合面的标志。

8. 成岩作用标志

这类标志常需借助显微镜识别。

(三)准层序特征及标志

1. 向上变粗的准层序

1)层序特征

砂岩层和层组向上变厚;砂泥比向上增高;粒度向上增大;生物扰动向上到准层序边界变弱;每个准层序中的沉积相向上变浅。

2)识别标志

界面处岩性从下面的砂岩突变为上面的泥岩;层的厚度突然变小;下伏纹层可能略被截断;有生物扰动层;有海绿石、贝壳碎屑、磷块岩或富有机质页岩。

2. 向上变细的准层序

1)层序特征

砂岩层或层组向上变薄;砂泥比向上降低;粒度向上变细;生物扰动向上到准层序边界变强。

2)识别标志

岩性从准层序边界下面的泥岩或煤变为边界上面的砂岩;层的厚度突然变大;下伏地层被截断。

四、层序地层学的研究方法

层序地层学是根据地震、钻井、测井和露头资料,结合有关沉积环境和岩相古地理解释,对地层分布形式做出的综合解释。

(一)地震资料的层序地层学分析

地震资料的地层学和沉积相研究是地震地层学和层序地层学研究的重要方面。地震资料的显著特征是覆盖面积大,能反映地层相互接触关系,反映沉积体宏观的三维形态。虽然地震资料的垂向分辨率不如露头和钻井、测井资料,但是其连续的地震反射具有相对年代地层意义,这为建立盆地范围内的年代地层框架提供了良好的基础。在利用地震资料进行层序地层学研究时,一定要选择来自同一采集系统、同一处理系统的地震剖面,选择那些地层发育齐全、构造简单、地震反射清楚又能反映全区的地震剖面。

在层序地层学中,层序的划分是最基础的工作。为确保等时性,在层序划分时应注意:先划分大层序,后划分小层序,从大到小循序渐进,充分利用工区内地震、测井、岩心等资料,各种资料划分结果应一致。

根据地震界面及层序的特征和标志,考虑露头和钻井、测井层序划分方案,可以对地震资料进行地震层序划分,进而利用合成地震记录、VSP、古生物和同位素测年资料对地震层序进行年代地层标定,建立露头和钻井、测井层序和地震层序的一致关系,可以进一步进行以下的工作:

(1)根据初次和最大海(湖)泛面的位置以及上超点的迁移规律、地震反射形态,区分低水位、海进、高水位体系域,并努力在全区追踪闭合。

(2)以层序或体系域为作图单元,研究地层厚度的展布特征、地震相类型及其分布规律。

(3)利用地震层速度制作砂泥岩量板,求得不同层序、体系域中的砂泥岩百分含量或确定砂岩相对富集区。

(4)以关键井岩心相分析为依据,考虑盆地结构和古地形特征,有机地将地震相转换为沉积相并进行沉积环境解释。

(5)依据地震反射上超点的迁移特征,制作海平面相对升降变化曲线,结合古气候、盆地构造沉降速度的研究成果,探讨控制层序构型的主控因素。

(6)结合露头和钻井、测井层序地层学研究成果,建立研究区层序地层模式并进行计算机模拟,进而确定层序与生储盖层、油气及非构造圈闭之间的关系,总结成藏特点和油气藏分布规律,指出有利的油气勘探区带,提供油气勘探部署意见(图7-19)。

(二)钻井、测井资料的层序地层学分析

钻井、测井资料是盆地覆盖区较好的层序地层分析资料,它主要包括系统的岩心和岩屑、各种测井资料、各种室内分析化验资料、合成地震记录、VSP等。在对钻井、测井资料进行层序地层学解释时,应选择那些地层序列完整、取心井段长、室内分析资料丰富、测井序列齐全的井作为关键井,进而进行不同维数域内的层序地层分析。

1. 测井曲线标识

利用测井曲线对沉积层序或体系域特征进行分析时,主要运用测井曲线的五个结构要素:幅度、形态、接触关系、组合特征及变化类型。

1)幅度

影响测井曲线幅度的因素较多,除地层水及其之间的浓度差、地层及高阻层等因素外,幅度高低主要反映了沉积物粒度、分选性、泥质含量等特征。一般粒粗、分选好、质纯、含泥少的层位在曲线上为高幅;反之为低幅。为了消除井间条件不同所造成的影响,常采用相对幅度值。

2)形态

测井曲线形态的变化反映沉积过程中能量及物源供应情况的变化。

3)接触关系

单砂层底、顶曲线变化的形态反映了砂体沉积初期、末期的水动力能量及物源供应的变化速度,有突变、渐变两大类,渐变又可细分为加速式、匀速式和减速式三亚类。顶部突变代表物源供应的突然中断。顶部加速渐变呈上凸形,代表水流能量在后期急剧减退或物源供应急剧减少;顶部均匀渐变呈斜线形,代表能量均匀减退过程;顶部减速渐变呈下凹形,代表能量或物质供应在后期缓速消退。底部突变常代表冲刷面,其各亚类的意义与顶部相类似。

4)组合特征

测井曲线的组合特征指纵向上不同岩层测井曲线之间的联系,反映沉积层序上沉积能量—水动力条件的变化。一个沉积体系由多种成因上相关的相组合而成,不同的相有自己特有的曲线形态,如退积式(能量向上递减的海进式)、进积式(能量向上递增的海退式)和加积式(能量保持稳定)。

地层				SP	深度 m	颜色	岩性	RT	沉积相		层序分析		
系	统	组	段	-60 0				0 30	亚相	微相	层序	体系域	准层序
白垩系	上统	嫩江组	嫩一段		1450 1500 1550						层序四	海进体系域	
		姚家组	姚二+三段		1600				三角洲前缘	席状砂			S45
										分流河道			S44 S43
					1650					分流河道		低水位体系域	S42
			姚一段		1700					分流河道			S41
		青山口组	青二+三段							席状砂+远沙坝	层序三	高水位体系域	S34 S33
					1750							海进体系域	S32
										河口坝			S31
					1800					河口坝	层序二	高水位体系域	S27
										席状砂			S26
					1850					浅湖		海进体系域	S25
					1900					席状砂			S24 S23
										远沙坝			S22
					1950					分流河道			S21
					2000					河口坝	层序一	高水位体系域	S18 S17
			青一段							半深湖			S16
					2050					远沙坝			S15
										半深湖			
	下统	泉头组	泉四段		2100 2150 2200							海进体系域	

图7-19 方60井准层序划分综合柱状图(据邹才能等,2004)

5）变化类型

D. A. Allen（1975）提出了五种测井曲线变化的基本类型，即顶部或底部渐变型、突变型、振荡型（一般的，振荡的海进和海退型是海平面上升或下降而造成的海平面长期变化的反映）、块状组合型（通常是在沉积条件基本相同的情况下，沉积物的快速沉积或多层叠置的反映）和互层组合型（表明了海平面或环境条件周期性变化而形成的粗、细结构岩层相间成层的层序）。这五种基本的测井曲线变化类型均能反映一定层序粒度在垂向上的变化，每一种曲线类型均可表明一定层序的开始或结束，或呈现出一定水动力条件下沉积作用的连续性。

2. 沉积层序的测井响应

1）准层序的测井响应特征

在进积准层序组中，越朝盆地方向，沉积的准层序时代越新，总的来说，其沉积速度大于可容空间增加的速度，其测井曲线呈漏斗形“进积”模式。在退积准层序组中，越朝陆地方向层序的时代越新，呈后退式，其沉积速度小于可容空间增加的速度。尽管退积准层序组中每一准层序是进积的，但准层序组向上变深、变细，呈“海进”模式。相应的测井曲线表现为由许多似漏斗形构成的反向齿形特征，即呈后积式。在加积准层序组中，自下而上时代变新，中间无明显的侧向移动。总体而言，可容空间增加的速度接近沉积速度，它具有钟形测井曲线特征，表现为物源丰富，水动力较稳定条件下的加积产物（图7－20）。

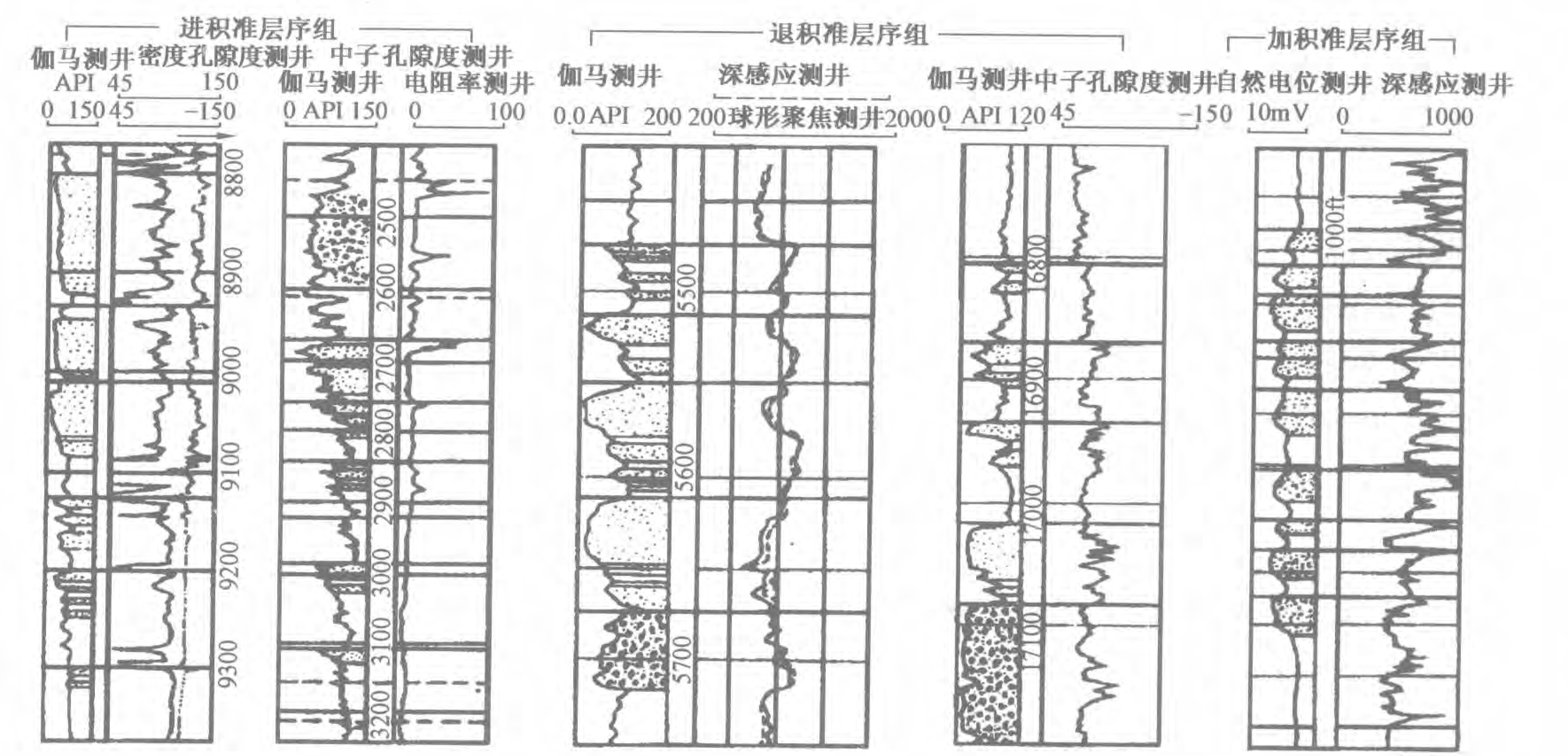


图7－20 准层序组测井曲线的纵向演化图（据H. W. Posamentier等，1985）

2）体系域的测井响应特征

a. 低水位体系域的测井曲线特征

低水位体系域通常由海底扇、陆坡扇和低水位楔状体构成。海底扇的测井曲线分为两种情况，一是漏斗形中—高幅的进积式模式，二是钟形中—高幅退积式模式。陆坡扇的测井曲线呈钟形、正向齿形，自下而上幅度由中高幅变成低幅，即具退积式测井模式。低水位楔状体的

测井曲线表现为旋回性进积模式，测井曲线特征表现为锯齿状箱形（图7－21）。

b. 海进体系域的测井曲线特征

海进体系域的测井曲线呈向上变细变深序列，并表现为钟形、正向齿形或齿化状，幅度由高幅变为低幅，具退积式特征（图7－21）。

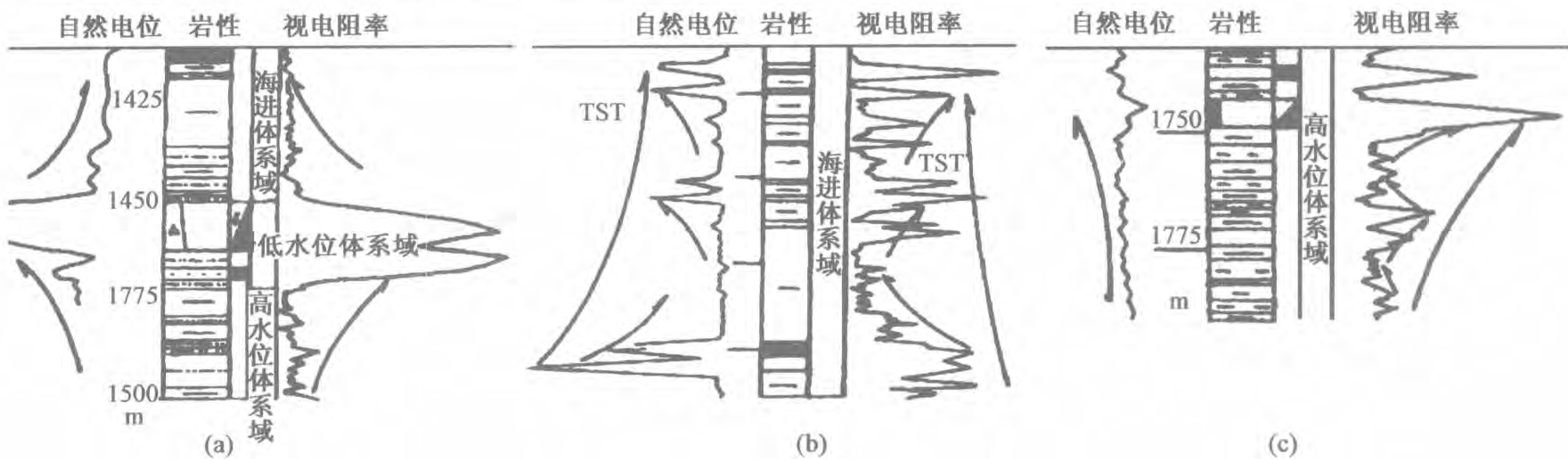


图7－21　体系域的测井表现形式（据易绍国等，1997）

（a）梨二段低位体系域油层测井特征；（b）泉二段水进体系域油层测井特征；（c）梨三段高位体系域油层测井特征

c. 高水位体系域的测井曲线特征

早期高水位体系域的测井曲线呈现中幅箱形，表明水动力稳定条件下的垂向加积式；晚期高水位体系域的测井曲线表现为一次或多次漏斗形或反齿形，具有旋回性低—中幅变化特点（图7－21）。

d. 陆棚边缘体系域的测井曲线特征

陆棚边缘体系域的测井曲线具有弱的反齿形、漏斗形特征，即略显进积式和加积式混合特征。

根据钻井、测井资料划分层序时，首先选择位于过渡带的典型井，在岩心相分析的基础上，根据测井和录井资料反映的岩电组合特征，分析垂向上沉积相序演变过程，进而通过识别可容纳空间演变趋势的转换面和突变面，识别准层序、准层序组、体系域和层序边界，确定初步的层序划分方案（图7－19）；然后通过多条基干连井剖面层序对比，调整层序划分结果，并根据地层叠置样式识别准层序组和体系域边界，建立钻井剖面层序地层格架。

（三）露头资料的层序地层学分析

露头资料是层序地层学最直观、最真实、最详细的资料，具有钻井、测井和地震资料所不具备的高分辨率的特点，因而露头资料的层序地层学研究应该是盆地层序地层学的出发点。在考虑研究区露头的覆盖性、不连续性以及被构造运动后期改造变形的基础上，选择那些地层出露齐全且能连续追踪、易于观察的露头进行野外露头踏勘、分层和丈量，收集层序边界、体系域和密集段及沉积相标志，进行高分辨率的层序地层学解释。

露头资料的层序地层学分析的基本研究内容是：

（1）识别层序界面、划分层序类型。层序界面的识别标志有构造不整合面、铁质和铝质风化壳、古土壤和植物根土层、底砾岩层、深切谷及其充填物、地层接触关系、颜色和岩性的垂向变化、沉积物水深突然向上变浅或地层堆砌样式突然变化等。

(2)用生物地层学等方法确定层序单元的年代,并努力使之与全球海平面升降曲线拟合。

(3)以岩性、岩相以及地层堆砌样式来确定各地层层序的凝缩层、体系域和准层序组特征,运用可容空间概念进行沉积相分析。明确各层序中体系域组合特征、准层序的叠置样式以及沉积体系的时空分布。

(4)编制露头层序地层学综合分析图及不同露头的层序地层对比图,并努力建立与钻井、测井和地震层序的对应关系。

(5)初步评价露头层序的生储盖,指出较有利的生储盖组合。

五、层序地层学与油气的关系分析

(一)层序地层中的成藏组合类型

层序地层学研究的一个核心内容是通过建立一个旋回式的、在成因上有联系的年代地层格架,研究这个年代地层格架中各部分的沉积环境及与之相伴的岩相的演化及分布规律,同时揭示各成藏要素在时空上的分布和配置关系,为评价油气远景、指导油气勘探提供了极其有效的方法和手段。基于此目的,前人总结了层序地层中 9 种不同的成藏组合类型(表 7 -4)。

表 7 -4　与层序及准层序结合的地层和地层/构造复合型圈闭类型(据 Wagoner 等,1990)

序号	成藏组合类型	储集层岩相类型	可能的盖层	实例
1	沿倾斜向上尖灭	海滩砂岩或三角洲砂体	海岸平原泥岩	保德河盆地、福尔河砂岩
2	深切谷	辫状河流砂岩或河口湾砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾、耶瓜、保德河盆地、马迪
3	陆棚上超	海滩砂岩、三角洲砂岩、河口湾砂岩或潮下到潮坪砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾、塔斯卡路撒、五德拜恩
4	受盆地限制的上超	三角洲砂岩	陆坡/盆地泥岩	—
5	海底扇	海底扇砂岩、浊积砂岩	陆坡/盆地泥岩	墨西哥湾更新统
6	低海平面楔状体	由薄浊积岩组成的面积有限的小扇体	陆坡/盆地泥岩	墨西哥湾、耶瓜
7	沿倾斜向下尖灭	三角洲砂岩、海滩砂岩或潮下砂岩(需要构造掀斜)	陆棚泥岩	保德河盆地、帕克曼砂岩、香农砂岩
8	削截	三角洲砂岩或海滩砂岩	陆棚泥岩	墨西哥湾、威尔科克斯、保德河盆地、萨赛克斯
9	断层圈闭	上面 1、2、3	陆棚泥岩	墨西哥湾上新统、更新统

(二)体系域中生储盖组合及圈闭类型

Sangree(1988)总结了层序地层中不同体系域的生储盖组合及运移、圈闭状况(表 7 -5),同时还指出在勘探中特别要注意含油气好的深水砂体的地层圈闭、受张犁式断层控制的储层预测、低水位体系域进积楔滨面砂体的顶超和上超尖灭;低水位体系域切入河谷砂体的圈闭、不连续的海退的高水位体系域砂体的识别,此外,对工程决策来说,深水区域储层连续性的详细预测是非常必要的。

表7-5　不同体系域的生储盖组合及运移、圈闭状况(据 Sangree,1988)

体系域	体系域或次级单元	储集层	烃源	盖层或封闭	运移	圈闭
低水位体系域	盆底扇	孔隙度、渗透率极好,连续性可变	从深层泄漏,可能来自顶部和侧向的密集段页岩	深海的密集段页岩是最好的盖层,如果上覆有陆坡扇,则盖层有风险	来自深部油源垂直运移,可能从密集段向下和侧向运移	一般为地层圈闭
	陆坡扇(堤成谷相)	水道砂厚5~40m,分布不连续;漫滩砂薄,1~30cm,分布相当广泛,但不易辨认和评价	不确切,可能来自深部	页岩盖层,顶封为深海沉积,漫滩砂受天然堤和裙边尖灭的限制	不确切,可能经断层或低水位盆底扇垂直运移	一般为地层圈闭,部分为构造—地层圈闭
	进积复合体	叠置的河流、三角洲和临滨的储层是变化的,其连续性也是变化的	来自深层或来自顶部的海进体系域	以海进体系域的顶封最好,侧封较差	可能来自深部源岩,通过断层运移,可能从海进体系域向下运移	一般为构造圈闭,可能有差异压实形成的圈闭
	海底峡谷充填	变化大,有海底水道砂、浊积砂,连续性差	不确切,同生烃源很可能以生气为主	局部发育的页岩封闭	不确切,最好的运移途径是经断层的垂直运移	地层尖灭
	深切谷充填	典型的是辫状河砂岩,连续性好到一般	顶部烃源来自海进体系域,可能有深部烃源	海进体系域页岩封闭,侧向封闭差	从海进体系域向下运移,可能有通过断层的垂向运移	一般要求有构造圈闭和鼻状圈闭
海进体系域	—	海滩—临滨砂孔隙度及渗透率很好,滨湖砂变化大,线性带可预测	顶部烃源和侧向烃源好,来自体系域本身	顶封好,侧向和底封有变化	体系域内运移,一般为向下和侧向	一般为孤立砂层的地层圈闭,底部连续海进体系域砂岩要求有构造圈闭
高水位体系域	—	不连续的三角洲冲积砂为主,临滨砂次之	通常有疑问,一般来自深部源岩,高水位体系域页岩以生气为主	泛滥面通常为盖层,侧向及上倾方向封闭性差	气及较差的油来自同期的源岩,好的烃源岩需有断层作垂向运移通道	构造圈闭为主,形成时间早是关键
	冲积扇	冲积砾岩和砂,连续性差—好,渗透率差—中,最佳储层位于滞留砾岩顶部	最可能的源岩是深部的老生油层	无盖层,与海进体系域有关的页岩可作封闭,但被水道切割	经断层垂向运移,或从高水位体系域侧向运移	构造圈闭最好,在盆地深部有地层圈闭

(三)体系域与油气圈闭的关系

低水位体系域是在低水位期发育于陡坡边缘带的冲积扇、扇三角洲、发育于缓坡的三角洲沉积体系,油源可由下方或侧向运移而来,盖层为上方泥质封闭,但侧向近同生断层,封闭条件有变化,有时同生断层的作用可产生沉积背斜,有利于油气藏的形成;若呈上倾尖灭或透镜状态产出,可形成地层油气藏。

海进体系域在海进期间水域范围迅速扩大,水体迅速变深,深水沉积范围明显增大。就区域上而言,海进期沉积可以作为其下面油气藏的盖层和上面油气藏的生油层,并且它本身也可

以形成不同类型的岩性油气藏和岩性—构造油气藏。

高水位体系域中三角洲前缘、扇三角洲前缘和河道砂体是最佳常见的储集砂体；最大海(湖)泛面密集段泥岩常为其盖层，但侧向易渗漏；油源通常是下部海进体系域和侧向同沉积的深湖沉积物，多形成构造油气藏，在同生断层一侧常有滚动背斜、同沉积背斜等构造圈闭。

目前，油区见效最快的仍是高水位体系域沉积砂体构成的油气藏。由于河流、三角洲类砂体埋藏浅，孔隙度和渗透性能好，多以构造圈闭或构造—岩性圈闭为主，识别快，风险小，产量高，因而广泛引起人们的重视。但是，随着油气勘探事业向纵深发展，非构造油气藏越来越受到重视。

油气圈闭在不同的深度、储层和孔隙性质及生储盖组合都不尽相同，表7－6给出了不同深度油气圈闭与体系域的关系。掌握这些特征对于老区油气储量的挖掘和新含油气区的预测都有指导意义(朱筱敏等，1998)。

表7－6　体系域与油气圈闭的关系(据魏魁生，1996)

埋藏深度，m	孔隙性质	储集层	生油	封闭	运移	圈闭
小于1700	原生孔隙发育	LST：辫状河道 TST：滩、坝、网状河道 HST：曲流河道三角洲	来自下方深部生油层	顶部常有泥岩封闭，侧向封闭多变	垂向二次运移(通过断层)	构造圈闭为主
1700～2800	混合成因孔隙发育	LST：改造的冲积扇、水道及河道砂 TST：滩、坝、浊积砂颗粒、流沙、浅滩 HST：扇三角洲及三角洲前缘，河道砂	来自下方生油层	LST及TST：孤立砂体封闭性好，连续砂体顶部密集段为盖层，侧向及底部多变 HST：洪泛面常为盖层，侧向渗漏	垂向运移	LST及TST：孤立砂体形成地层圈闭，连续砂体要配置构造圈闭 HST：构造圈闭最佳
2800～3800	次生孔隙发育	LST：某些重力流沉积洪积岩 TST：浊积扇、湖底扇、碳酸盐浅滩 HST：扇三角洲及三角洲前缘	LST及TST：顶部及侧向生油层良好 TST：产气和贫油的同期生油气岩，一般好油源在底部或深部	LST及TST：顶部封闭性好，侧向及底部多变， HST：底部封闭性好，洪泛面为顶部盖层，侧向渗漏	密集段生油向下或侧向运移 HST：好油源为垂向运移	LST及TST：地层圈闭或复合圈闭 HST：与构造圈闭有关
3800～5600	次生孔隙减少；裂缝可见	LST：某些重力流沉积洪积岩 TST：洪积扇、湖底扇、碳酸盐浅滩 HST：扇三角洲及三角洲前缘	LST及TST：顶部及侧向生油层良好 TST：产气和贫油的同期生油气岩，一般好油源在底部或深部	LST及TST：顶部封闭性好，侧向及底部多变 HST：底部封闭性好，洪泛面为顶部盖层，侧向渗漏	密集段生油向下或侧向运移 HST：好油源为垂向运移	LST及TST：地层圈闭或复合圈闭 HST：与构造圈闭有关
大于5600	次生孔隙渐消亡，裂缝局部发育，具随机性	裂缝可形成于各种岩石中	生湿气和凝析油	封闭性好	侧向或垂向	构造或非构造圈闭

（四）层序地层学在油气勘探中的应用

层序地层学可用于仅含数字的地震反向资料及有限的钻井资料控制的地区（也就是常说的勘探新区）。在这些地区运用层序地层学进行研究常具有较大的风险，因此，有人称为低分辨率层序地层学（H. W. Posamentier 等，1993）。但即使在这种情况下，通过下列层序地层学的工作也能够确定含油气远景带：

（1）在盆地主要测线网中建立层序格架；

（2）确定构造沉降阶段和构造上升阶段的层序边界；

（3）在主要测线的层序格架内细分体系域；

（4）在地层格架内主要依据储层和盖层的分布确定含油气远景带；

（5）确定圈闭类型。

层序地层学也可用于勘探成熟地区及开发区，这些地区资料齐全，包括有密集测井和露头、广泛分布的钻井岩心、生物地层资料及二维或三维数字地震反射资料。在这些地区运用层序地层学进行研究风险较小，因此被看作是高分辨率的层序地层学。用它可以做到：

（1）预测新的有远景的生储盖组合；

（2）更好地确定难以捉摸但又可能有经济价值的地层圈闭；

（3）建立更为综合性的地层框架来探索新的成藏组合。

六、运用层序地层学时需注意的问题

勘探工作者在运用层序地层学进行远景评价时需注意以下三个方面的问题。

（一）基础资料因素

（1）有无足够的地震分辨率；

（2）有无足够的地震测线控制；

（3）合成地震记录是否与关键井联结上了；

（4）是否做了测井曲线的编辑和分析工作；

（5）测井曲线分析中是否综合了岩心和岩屑的资料；

（6）生物地层年代和丰度资料是否充分；

（7）层序是否能与海岸上超图表适当地对比；

（8）是否做了岩心封堵毛细管压力分析。

（二）远景分析因素

（1）是否有充足的标志去识别体系域；

（2）是否有适当的标准去鉴别储集层；

（3）是否将储层/盖层交界面上的构造适当成图；

（4）是否将岩性侧向尖灭和相变模式化并检验了；

（5）是否做了振幅/频率异常模型并检验了烃类存在的证据；

（6）是否经过处理检验排除了地震的相干噪声；

（7）是否由有经验的层序地层学勘探家对勘探陷阱进行了检查。

（三）类比研究

（1）是否从正确的体系域中选择类比的内容；

（2）类比的规模与地震模型是否有合适的匹配；

(3)类比的区域背景是否相似；

(4)储量和开采速度是否合适；

(5)类比中遇到储层不连续的问题吗；

(6)油层是水驱动还是溶解气驱动；

(7)油气充满到溢出点了吗。

层序地层学是多学科综合的一门科学，因此在应用中应运用多学科的理论、方法及新技术、新成果，多学科互相补充、验证，露头资料、钻井取心、岩屑资料等多种资料同时研究分析，以便做出准确、科学的结论。

第八章　事件地层学

第一节　事件地层学概述

一、事件地层学的概念及理论基础

事件地层学(Eventostratigraphy)根据地球演化进程中某种突发的作用力或异常因素所导致的自然界剧烈变化的短期现象,研究岩石体中突发事件的标志、规模、性质及成因,进而对地球上的相关层状岩石体进行划分对比和环境演变分析(全国地层委员会,2001)。事件地层学特别强调易于识别的自然界线,以大规模的生物绝灭事件和沉积事件为标志,把年代地层界线确定在沉积或生物发生全球性突变的界面上。它通常以一个面或一个极薄的特定层为代表,直观易认,便于应用。事件地层学以地史时期突发的稀有地质事件为依据,利用事件的地质记录进行地层研究。例如,利用灾变性事件造成的影响进行地层的划分对比和环境演变分析。它首先着眼于古生物演化不连续、发生大规模绝灭的界线,选择有间断的地层剖面,重视界线事件及其等时性的论证,以等时性的突变为中心,以多学科综合对比为手段研究地层。

传统地层学认为,地史中有机界和无机界都是渐变的,完整地层剖面的岩性和生物序列应该连续无间断,地层剖面中的生物突变是地层缺失造成的。事件地层学则认为:"新灾变论、间断平衡论以及幕式沉积说和间断加积旋回说是与事件地层学关系最为密切、影响最大的几个方面。"幕式沉积说(Episodic sedimentation)及间断加积旋回说(Punctuated aggradational cycle)认为:"在地层序列中,间断所代表的时间甚至比保存的地层所代表的时间长","大多数地层是由许多幕式的、薄的、在沉积盆地内稳定分布的旋回组成,旋回间以无沉积的间断面隔开(图8-1)。"事件地层学的理论基础是突变论和对立统一论。突变论认为:地质作用过程既有渐变,也有突变和灾变,急速的突变和灾变使有机界和无机界的发展呈现明显的阶段性;在地层序列中,稀有的突变事件占重要位置。对立统一论认为:自然界各种作用都处于互相联系的对立统一体中,地球各圈层以至宇宙空间的事件都互相联系、互相影响,某一突发事件的出现会触发其他事件,因此在事件界线中常常看到沉积特征突变、地球化学异常、构造变动和生物突变等多种现象。古生代与中生代的分界是一个重大的事件界线,在古生代与中生代的交界地磁极性、海平面、生物演化、碳同位素含量等都发生突变(图8-2);中生代和新生代的分界也是重要的事件界线,在中生代与新生代的交界,生物群、化学元素等都发生突变(图8-3)。

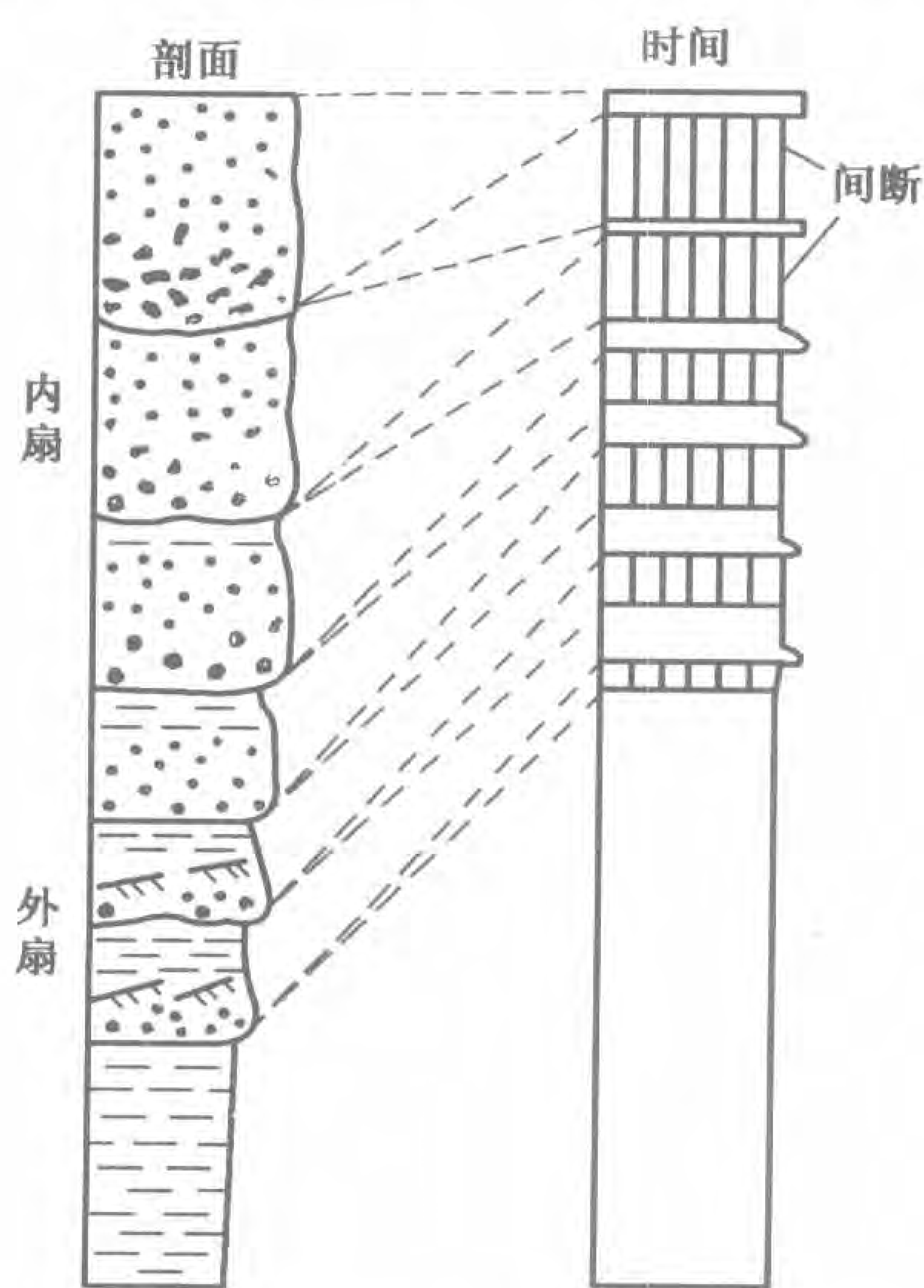


图8-1　地层剖面中的间断(据 Dott,1983)

图 8-2　古生代—中生代界线的地质事件(据彭元桥等,2006)

图左侧四列为地球内部活动;图右侧诸曲线为全球环境变化

图 8-3　中生代—新生代界线的多种突变现象(据 Smit,1982)

A—生物带;B—岩性柱;C—浮游有孔虫

“事件地层学的基本思想是既有渐变,也有突变,更有灾变。地层以突变阶段性地分开,它们的界线是自然的而非人为的。从控制论看,宇宙对地球整体有影响,大系统的渐变可能导致次级系统的突变,进而导致更次级系统的突变。例如,太阳系在银道面上下作规则的往返运动这样一种渐变现象可能导致地球全球性的突变,如海水升降、海底扩

张、构造运动和地磁反转,进而导致生物界的突变(殷鸿福,1988)。”

二、事件地层界线

地质事件造成的地层界线即事件地层界线是事件地层学的核心。前已述及,层型要求选择地层连续、岩性和化石没有急剧变化的地方,其指导思想是渐变论,它要求避开自然事件的影响,因此界线层型的地质标志不明显,在工作中实行难度较大。20 世纪 80 年代以来,随着事件地层学的兴起,年代地层界线研究的理论和方法有了重大突破,确定年代地层界线的标准和层序也有了深刻变化。与传统的生物地层界线相比,事件地层界线通常有明显的地质标志,便于追溯对比,具有很强的等时性和广布性,它是一种自然界线,反映了地层发展的自然阶段和突变点。吴瑞棠等(1989)概括了事件地层界线的特点:(1)有显著的自然界面,容易识别(同一事件在不同地区不同条件下可有不同的反映)。事件地层界线可以无沉积间断,通过生物突然绝灭或沉积特征突变显示出来,外星撞击、火山喷发及冰川作用等造成的界线可具这种特征,例如华南二叠—三叠系事件界线等。某些构造事件和海平面升降事件可造成间断面甚至不整合面。(2)有独特的物质记录,常形成独特的“事件沉积层”,如凝灰岩、界线粘土层、黑色页岩、冰碛岩及风暴岩等,这些沉积层代表某种或伴生的几种地质事件。(3)古生物群在界线附近突然大量绝灭,在界线之上出现新生的生物群。我国华南地区在二叠—三叠纪之间发生大规模生物绝灭,在界线附近极短时间内,三叶虫、蜓、四射珊瑚等生物突然消失。(4)侧向延伸稳定,在大区域甚至全球范围内可以追溯对比,无需建立层型剖面。

第二节　重大地质事件及其应用实例

地磁极转向、海平面升降、冰川事件、大气圈或水圈的物理化学条件变化引起的岩石圈和生物圈的明显改变、外星撞击地球等,都是地史上影响范围极广的稀有的突变或灾变事件,它们导致有机界和无机界走上新的发展阶段,使地史显示出明显的阶段性。突变或灾变造成的事件界线是地层划分对比的自然标志。许多事件产生的影响不受沉积环境限制,例如火山物质可降落在海洋和大陆的各种环境,可用于不同相带的地层划分对比。由于事件沉积有突发性、阵发性、持续时间短等特点,以事件界线为依据划分对比地层可极大地提高地质研究精度。地质事件已成功应用于再造和解释地球演化史、探讨生物绝灭与演化的动力,广泛应用于沉积盆地分析和成矿背景分析中。

一、生物突变事件

研究表明,中生代与古生代之交、中生代和新生代之交都发生了生物突变事件,使生物界面貌明显改变(表 8 – 1)。据统计,白垩纪末的 2868 个化石属到古近纪初仅剩 1502 个(Russell,1977),恐龙、菊石、箭石等全部绝灭。生物突变事件不可逆,具有较高的时间确定性,因此,生物突变事件成为划分重大地史阶段及地层划分对比的基本依据。人们对许多非生物事件的认识,都是通过生物绝灭或生物演化系列的突变而得到启发的。

表 8-1　二叠纪末绝灭、三叠纪初开始出现的古生物类别(据 Raup 和 Stanlev,1971)

石炭纪	二叠纪	三叠纪	侏罗纪	类别	门类
——	——			蜓目	有孔虫目
——	——			锥石亚目	腔肠动物门
——	——	——		床板珊瑚形珊瑚亚纲	
——	——			扭心珊瑚亚目	
——	——			柱珊瑚亚目	
		——	——	星共体珊瑚亚目	
		——	——	菌珊瑚亚目	
		——	——	多孔珊瑚亚目	
——	——			三中虫纲	节肢动物门
——	——			板足鲎亚纲	
——	——			瘤石目	
——	——			豆石目	
		——	——	菱尾目	
——	——			古网翅目	
——	——			大翅目	
——	——			古半翅目	
		——	——	直翅目	
		——	——	蚌超科	双壳纲
		——	——	心蛤超科	
		——	——	鸟蛤超科	
		——	——	海螂超科	
		——	——	牡蛎超科	腹足纲
——	——	——		神螺超科	
——	——			宽角螺超科	
——	——			钻头螺超科	
		——	——	帽贝超科(蝛超科)	
		——	——	马蹄螺超科	
		——	——	滨螺超科	
		——	——	蟹守螺超科	
		——	——	玉螺超科	头足纲
——	——			管缘角石目	
——	——			棱菊石亚目	
	——	——		菊石亚目	
		——	——	叶菊石亚目	
——	——			变口目	苔藓动物门
——	——			隐口目	
——	——			达尔曼贝超科	腕足动物门
——	——			长身贝超科	
——	——			海蕾纲	棘皮动物门
——	——			游离海百合	
——	——			可曲海百合	
——	——			圆顶海百合	
		——	——	关节海百合	
——	——	——		块椎目	两栖纲
		——		全椎目	
		——	——	鱼龙目	爬行纲
		——	——	鳍龙目	
		——	——	喙头目	
		——	——	有鳞目	
		——	——	初龙超目	
——				杯龙目	
		——	——	鼬龙类	

二、海平面升降事件

在地史时期，水圈和大气圈的许多事件都不同程度地表现在海平面变化上。大规模的高海平面期与气候温暖期及构造活跃期大体同步。海平面升降可导致侵蚀基准面升降，使河流性质改变，进而影响各种沉积作用。例如，全球海平面上升，陆表海广布，陆地面积缩小，气候变暖利于碳酸盐岩形成，反之则利于陆源碎屑岩发育。

Vail 等人（1977）根据大量地震地层等资料和前人研究成果建立了显生宙全球性海平面相对变化周期曲线，为大区域、洲际以至全球范围的地层划分对比提供了参考标准。例如，白垩纪中晚期的海平面变化事件在西非、阿拉伯、欧洲以至北美西部都有表现，尽管各地的水深不同，但是水进、水退的趋势相同（图 8－4）。海平面变化事件在完善地质年代表的工作中发挥了重要作用。

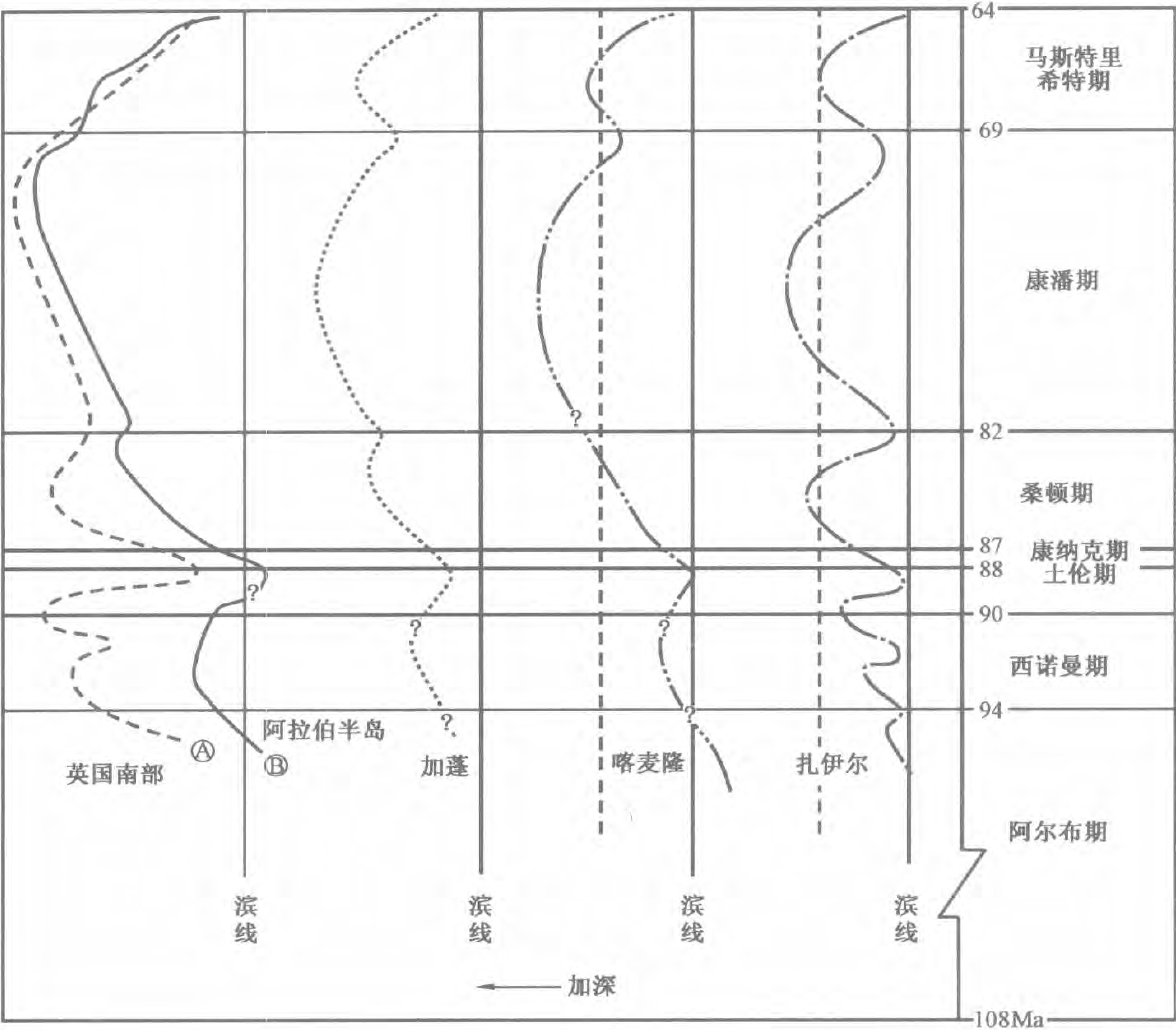


图 8－4　白垩纪中晚期海平面变化事件的洲际对比（据 Seiglia 等，1984）

吕延防等（2005）的研究表明，松辽盆地晚白垩世的湖侵周期与全球海侵周期是同步的。晚白垩世赛诺曼—土伦期和坎蕃期的海侵规模较大，并造成全球性的海洋缺氧事件的发生。松辽盆地青山口组一段（Cenomanian 期）和嫩江组一、二段（Campanian 期）沉积时整体沉降，湖泊面积迅速扩大，水体加深，浪基面上升，近岸湖水表层生产率提高，从而导致湖水底层缺氧。松辽盆地与全球缺氧事件同步（图 8－5）。

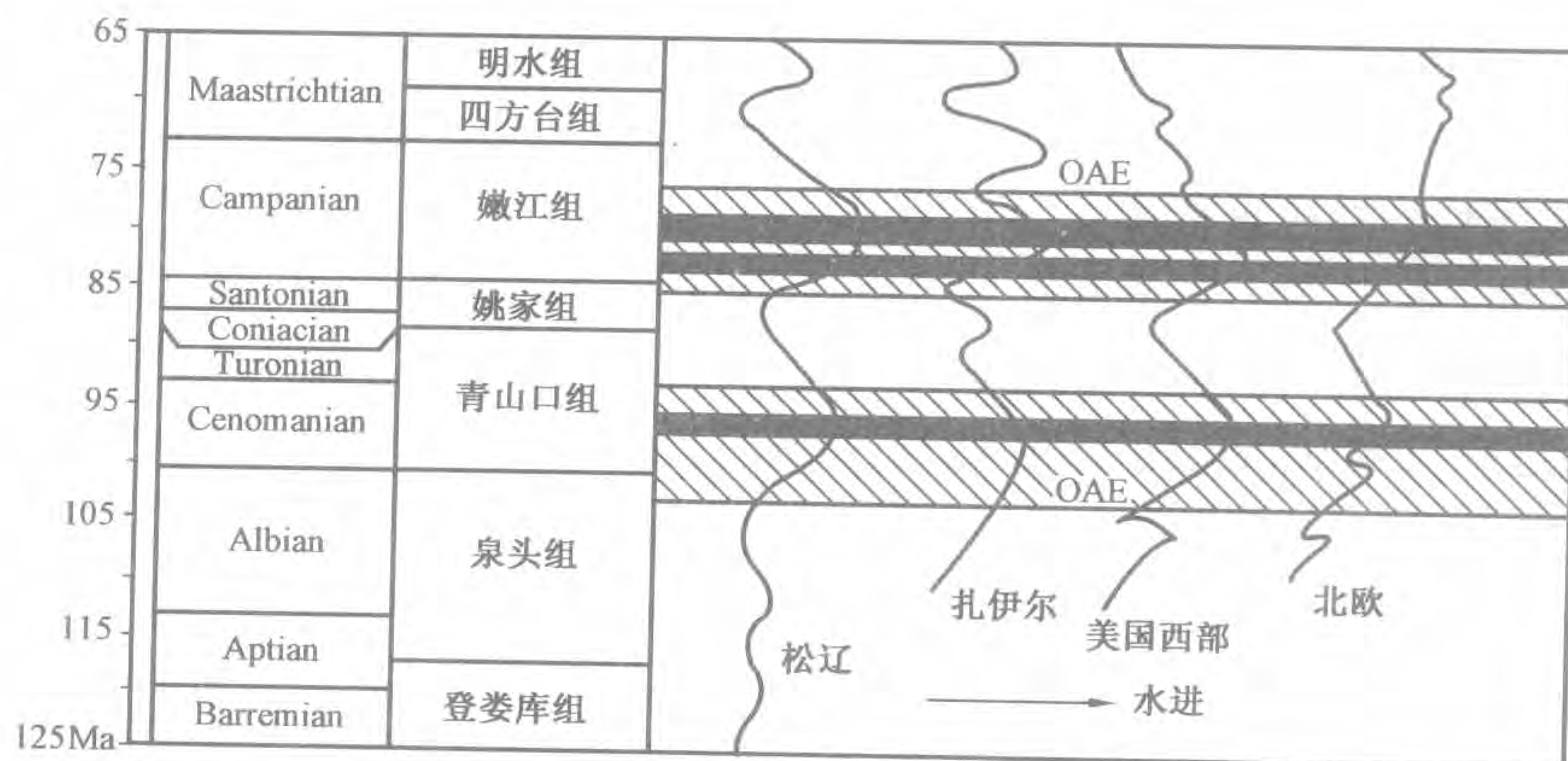


图 8-5 松辽盆地与全球白垩纪缺氧事件的地层分布及海平面变化的关系(据吕延防等,2005)
OAE 即 Oceanic Anoxic Events,大洋缺氧事件

三、气候事件

气候变化直接影响生物群落和沉积作用。地史时期出现过多次大规模冰期。它代表大区域甚至全球性降温。冰川可形成独特的冰碛层,造成自然地理环境突变及生物群变革,所以冰川事件可作为地层对比及地质阶段划分的重要标志。奥陶纪末的冰川事件见于北非、南美和欧洲某些地区,但是它对沉积环境及生物变革的影响遍布全球。在冰川活动顶峰期,海洋中大量的水汇聚到大陆冰盖中,使全球海平面下降,造成许多地区奥陶系与志留系间的不整合,一些海域变浅,形成了浅海沉积,其上下为冰期前后反映深水缺氧环境的黑色页岩。冰川事件与奥陶纪末的生物绝灭事件几乎同步,冰川迅速消长,使海水深度、温度、盐度、底流及含氧条件等急剧变化,导致生物界巨大变革。我国虽远离冰川中心区,同样受到明显的影响。例如,上扬子区奥陶纪末发生海退,导致五峰期 14 个笔石属中有 6 个是地方属。这是冰川—海退效应使海盆与外界隔离,生物牵涉受阻的结果(Chen Xu,1984)。

综上所述,同一事件在不同地区不同条件下可有不同的反映,如奥陶纪末期的冰川作用在北非形成大规模冰盖沉积,在西欧为冰水沉积,在我国华南则为海退沉积。这些沉积记录虽然不同,但都是同一事件的产物,因此可作为等时性对比的标志。

四、宇宙事件

宇宙事件又称地外事件,是发生于宇宙间的陨击、彗星撞击、超新星爆发及小行星撞击等事件的总称。研究表明,在岩石、矿物、化石等地质记录中包含了许多天体运动的信息:现代冰川纹泥沉积及寒武纪以前变质沉积岩中的显微层理多与太阳黑子活动有关,黄土中的 $CaCO_3$ 含量、磁化率、Fe_2O_3/FeO 等参数的变化都与地球轨道要素的周期变化有关。

宇宙事件具有极大的能量,使地球各圈层发生大规模变化,成为划分地史阶段的重要依据。它波及范围广,具有全球性、瞬时性、等时性,极易辨认,是地层划分对比最精确的标志和自然界线。事件从发生到结束的过程极短,一次宇宙撞击事件在地层中沉积下来的特殊岩层在理论上是等时的,其影响在海陆相地层中都可留下记录。

我国湘西北杨家坪和鄂西峡东的震旦—寒武系界线附近发现一层厚几厘米至几十厘米的白色粘土层。该粘土层之下普遍有小壳动物化石,粘土层之上则未发现。地球化学分析表明(郭成贤、肖传桃等,1999),这一粘土层上的碳同位素及 Ir、Os、Au 等稀有元素含量有明显变

化，推测这是外星撞击事件引起的，它直接造成了小壳生物的绝灭。中扬子地区震旦—寒武系界线附近已识别出大洋缺氧事件、浊流事件、生物灭绝事件及外星撞击事件，这些事件成为震旦—寒武系界线划分的极好标志。

我国华南地区的二叠—三叠系之间没有沉积间断，有界线粘土层，其中发现具溶蚀结构的硅质微球粒及铱含量异常，在界线上下生物群完全不同，在界线处海底火山喷发岩广布于华南地区，碳氧稳定同位素剧烈变化。四川广元二叠—三叠系剖面在二叠系最上部的第27层顶部发现富含铱的粘土层，该层内微球粒含量高，硅质球粒表面有溶蚀结构，铁质球粒表面有类似急速冷凝合金表面的结构，微球粒峰值与铱含量峰值一致。在华南的川、黔、桂、粤、湘、鄂、浙等地，二叠—三叠系界线上下出现火山岩。在广元二叠纪末期（27c 层形成时期）生物大规模急剧绝灭，在三叠纪初期（28a ~ d 层形成时期）生物经历滞后、残存、萧条到迅速繁盛的过程，这与欧洲白垩—古近系界线的情况相似。根据上述资料，有人认为二叠纪末发生过宇宙撞击事件，它诱发了各种地内事件，并导致生物大规模绝灭，因此把三叠和二叠系的界线划在27与28层之间。也有人对这条界线的事件有不同的看法，认为火山喷发也足以造成这一事件界线，不一定发生过地外事件（殷洪福等，1984）。

世界上许多地方的中生—新生界“界线粘土层”中发现铱异常，还发现其中含玄武质小球粒。白垩纪的浮游有孔虫及超微化石在界线粘土层底下绝灭，其上立即出现古近纪生物群。很多人认为这是外星撞击事件造成的。剧毒元素铱在地球上含量甚微，在陨石等天体物质中含量高，所以界线粘土中铱异常被认为是小行星或彗星撞击地球的结果，玄武质小球粒则是外星撞击玄武质地壳（洋壳）时将其碎屑物掀到高空再降落到地球上的物质，人们设想，这种高能灾变撞击会震撼全球，致使自然环境巨变，剧毒物质猛增，导致生物大量绝灭，同时在界线粘土层中留下独特的地层记录。

五、缺氧事件

黑色页岩所代表的缺氧事件在地史上多次出现，可作为地层对比的重要标志。例如，晚白垩世早中期富含有机碳的沉积在世界上许多地区出现。Schlanger 和 Jenkyns（1976）研究了晚白垩世早中期富含有机碳的沉积，并用“大洋缺氧事件（OAE）”来解释这一现象。松辽盆地白垩系岩石化学分析表明（吕延防等，2005），青山口组一段和嫩江组一、二段黑色页岩中的有机碳（C_{org}）、还原硫（S^{2-}）、二价铁（Fe^{2+}）具有明显的高值，青山口组一段和嫩一、二段是强还原—还原环境的沉积。松辽盆地白垩系青一段和嫩一、二段富含有机碳的暗色泥岩在全盆地广泛分布，并非完全受当时水体深度的控制，这从一个侧面表明松辽古湖盆在青山口组一段和嫩江组一、二段黑色页岩沉积期曾发生过大规模的缺氧事件（图8-5）。

六、地方性事件

许多地方性事件，如风暴、洪水、浊流、地震、火山喷发等，虽然历时短，但能量大，其沉积物厚度常常占地层剖面的大部分，有独特的岩性特征，对于区域地层划分对比、盆地分析等研究都有重要意义。特大洪水事件沉积层不仅是地层划分对比的重要标志，对沿海平原乃至海区的淡水资源开发也有重要的实际意义。

第九章　其他地层学

地层学的各个分支学科从不同侧面研究地层，在原理、方法上互相渗透，相辅相成，划分对比地层是各地层分支学科的共同内容和任务，其研究方法除前面述及的以外，较常用的还有下面一些分支学科及方法。

第一节　磁性地层学

磁性地层学（Magnetostratigraphy）是介于地质学、地球物理学及物理学之间的一门边缘学科，根据岩石层序中的磁学属性来研究地层。1853 年，Melloni 发现岩石中磁性矿物的剩余磁性记录了岩石形成时的地球磁场特征。20 世纪 50 年代，古地磁学已发展成为一门独立的地球科学，60 年代初地质力学研究所建立了我国第一个古地磁实验室，开拓了我国研究地壳运动和地层划分对比的古地磁学方法。

一、磁性地层学的原理

研究表明，岩石在成岩过程中受到地磁场的磁化作用，按照当时的地磁特征获得磁性，地史时期地磁场的极性保存于含有铁磁性矿物的岩石中，称为剩余磁性，此后无论地磁场怎样改变方向，只要温度不高于“居里点”（岩石不再遭受重新熔化等强烈改造），岩石中的剩余磁性就可保持下来。根据这一原理，只要测出岩石的磁性，就能推断出当时的地磁特征。沉积岩中磁性矿物颗粒的排列不但受古地磁场的影响，还受沉积时的古水流等环境影响，所以沉积岩的磁化程度要比熔岩的磁化程度弱。沉积物中的磁性矿物因对环境的灵敏反映及其记录的稳定性，已成为良好的环境标志。

古地磁学通过测定岩石中保存的剩余磁性来追溯地史时期的磁场方向、磁场强度等地磁要素的变化，利用岩石中天然剩磁的强度、方向和倾角确定岩石获得磁性时的古地磁极位置和磁极方向等特征，根据岩石层序中的磁学属性所建立的极性单位确定岩石的相对地质年龄。磁极的正、反、平稳及多变等特征已广泛用于地层划分对比。

古地磁研究表明，地史时期的古地磁极是随着时间的推移而变化的，有时与现今的地磁场方向一致（正向极性），有时与现今的地磁场方向相反（反向极性）。

由于地磁场的极性倒转具有全球性和同时性（全球同时形成的岩石都有相同的极性），地磁极性单位的界面是全球等时面，所以可用于全球范围不同相区的地层对比。结合同位素测年资料，将地磁的极性按地史顺序编排起来建立的鉴定岩石地质年龄的地磁极性年代表（图 9－1）已广泛应用于年代地层划分对比，尤其是中、新生代的古地磁研究程度较高。

由于地磁场的极性在地质时期反复倒转，即正向极性和反向极性交替出现，地磁极性的变化有可逆性，所以进行磁性地层学研究时，应该有年代地层或生物地层等背景资料作基础。

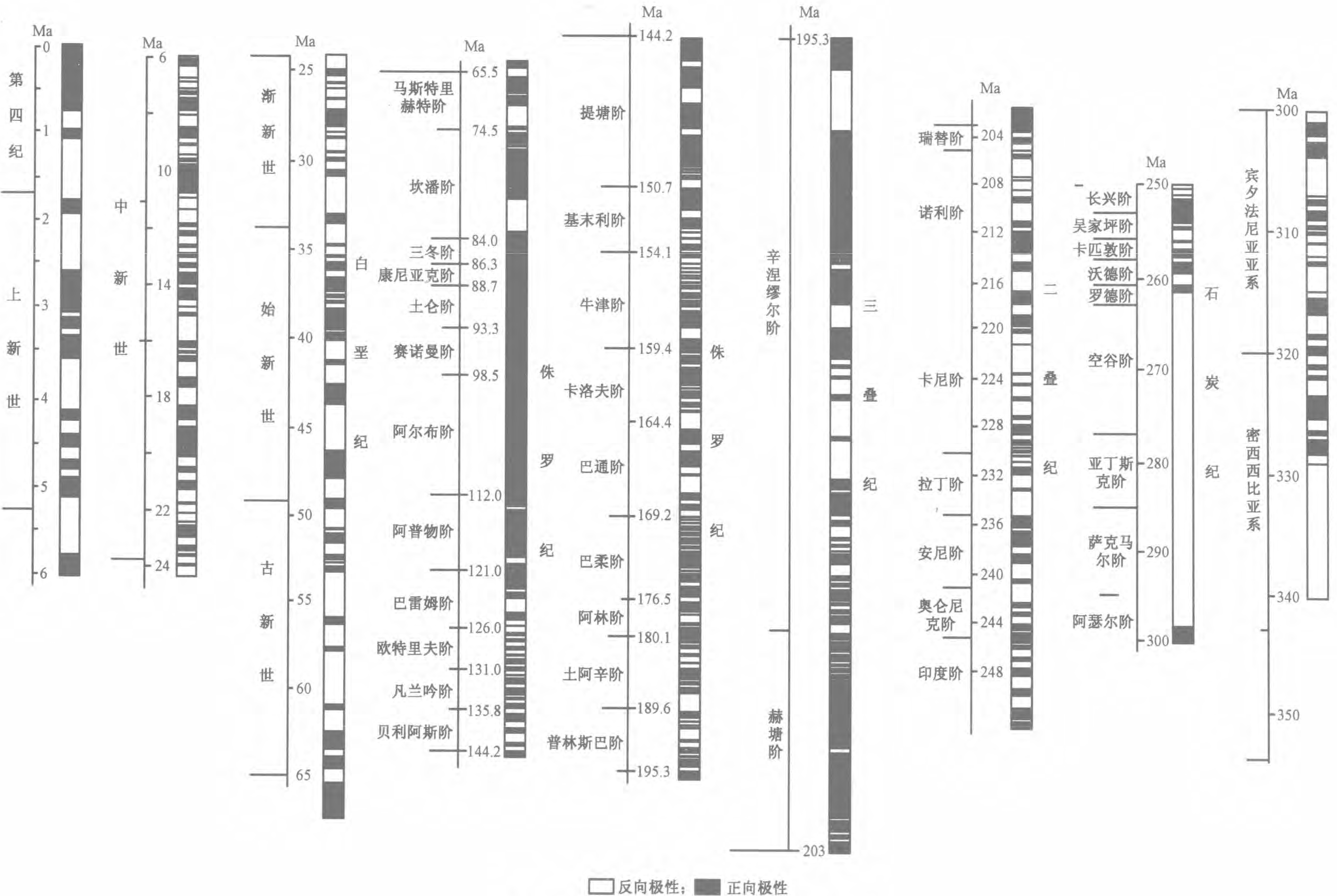


图9-1　地磁极性年代表(据杨振宇，2002)

二、磁性地层学的应用实例

虎林盆地虎林组古地磁测试记录了4个负极性带和3个正极性带，与地磁极性年代表对比，相应的地质年代为渐新世早期，这与孢粉化石反映的时代基本一致（赵传本等，1992）。

研究还表明，在重大地层界线附近常常出现磁化率异常，所以磁化率异常可作为地层划分对比的依据。例如，陕西镇安西口石炭—二叠系界线剖面的碳酸盐岩磁化率在二叠系隆林阶底界等地层界线附近都出现了磁化率异常高值。（王训练等，2006）。

地球上的许多地质事件与地磁场变化有关，这些地质事件都可用于年代地层划分对比。地磁极性倒转并非孤立的，它必然影响生物演化、构造运动、气候变化、海平面升降、岩浆活动等自然现象。例如，地球磁场反向时，许多生物属种突然消失，之后又很快出现新属种。海斯（Hays，1971）研究海生微体古生物化石时发现，很多生物的绝灭都与地磁极性倒转有关，在2.5Ma间绝灭的8个物种中有6个恰好绝灭于磁极反转之后。由于环境变化与地球磁场的极性倒转密切相关，所以古地磁学可用于研究地层形成的环境条件。根据剩磁倾角计算得出的东北油气区各盆地古近系形成时的古纬度比现今纬度偏南4°~5°，这一结果为研究东北地区古近纪古地理位置和古气候提供了新的依据（赵传本等，1992）。

随着超导物理研究方法的突破及测量弱磁样品的超导磁力仪的应用，磁性地层学方法将更加准确、快捷。

第二节　气候地层学

一、气候地层学的概念、原理及应用

气候地层学（Climatostratigraphy）以再造古气候的方法研究地层，通过综合研究地层的岩性、古生物、地球化学等特征，确定地史时期气候变化的趋势和幅度，利用冰期、间冰期、干燥期、潮湿期等气候变化划分对比地层。

例如，在第四纪的划分中，气候事件起了重要作用。新元古代的成冰纪（表2-5）就是根据寒冷气候命名的；在我国新元古代南华纪的划分中，气候事件也起了重要作用（表9-1）。

大气中CO_2和O_2的变化会造成气候的变化，导致不同时期沉积物中同位素的组成不同，从而为地层划分对比提供依据。20世纪50年代以来，同位素测温法常用于古气候研究。例如，水体中富含^{16}O反映暖湿气候，富含^{18}O则反映干冷气候。研究表明，钙质超微化石❶、浮游和底栖有孔虫壳中的$\delta^{18}O$值变化与冰期—间冰期气候旋回基本吻合，可用于地层划分对比。

地层中的冰碛物、煤、油页岩、碳质泥页岩、碳酸盐岩、石膏、粘土矿物、树木的年轮等岩性、古生物及地球化学等特征都记录了地史时期的气候变化。例如，煤、碳质泥页岩、油页岩可指示湿暖或湿热气候，因为它们是富含有机质的沉积物在还原环境中形成的；碳酸盐岩可指示热带亚热带气候，因为碳酸盐沉积主要发生于赤道附近；石膏、盐岩等蒸发岩类可指示干热气候，因为它们是水体不断蒸发、过饱和结晶的产物；冰碛岩反映寒冷气候，大陆冰盖可指示高纬度寒带，山岳冰川可指示高寒地带或低纬度高山，等等。

---

❶ 超微化石指需要借助电子显微镜观察研究的化石，其个体极小，通常小于10μm，包括颗石藻等微小的古生物类别，也包括大古生物的微小器官。

表 9－1　中国新元古界南华系岩石—冰川事件地层划分对比表(据萧宗正,2005)

		标准层序		古生物化石组合			界线年龄 Ma
		华南型	西北型	微古植物	宏观藻类	叠层石	
震旦系		陡山沱组	育肯沟组	—	—	—	—(630)—
南华系 Nh	上统 Nh₂	南沱组(上亚冰期)	特瑞爱肯组 阿勒通沟组 (上亚冰期)	*Leiopsophosphaera densa* *Trachysphaeridium* sp. *Trematosphaeridium holtetahlii* *T. minutum Tacniatum crassum* *Laminarites antiquissimus*	—	—	
		大塘坡组(间冰期)	照壁山组(间冰期)	*Trachysphaeridium rude* *T. cultum* *T. simplex*	*Vendotaenia* *Chauria* *Shouhsienia*	*Tungussia* *Gymwosolen* *Gryptozoon*	
	下统 Nh₁	古城组(下亚冰期)	贝义西组(下亚冰期)	*Trachysphaeridium laminaritum* *Stictosphaeridium implexum* *Quadratimorpha jugata* *Anguloplamina rhombica*	—	—	—(748)—
		莲沱组(冰前期)		*Leiopsophosphaera* sp. *Trematosphaeridium holtedahlii* *T. minutum*	—	—	—(758)—
青白口系		老山崖组	帕尔岗塔格群	—	—	—	—(809)—

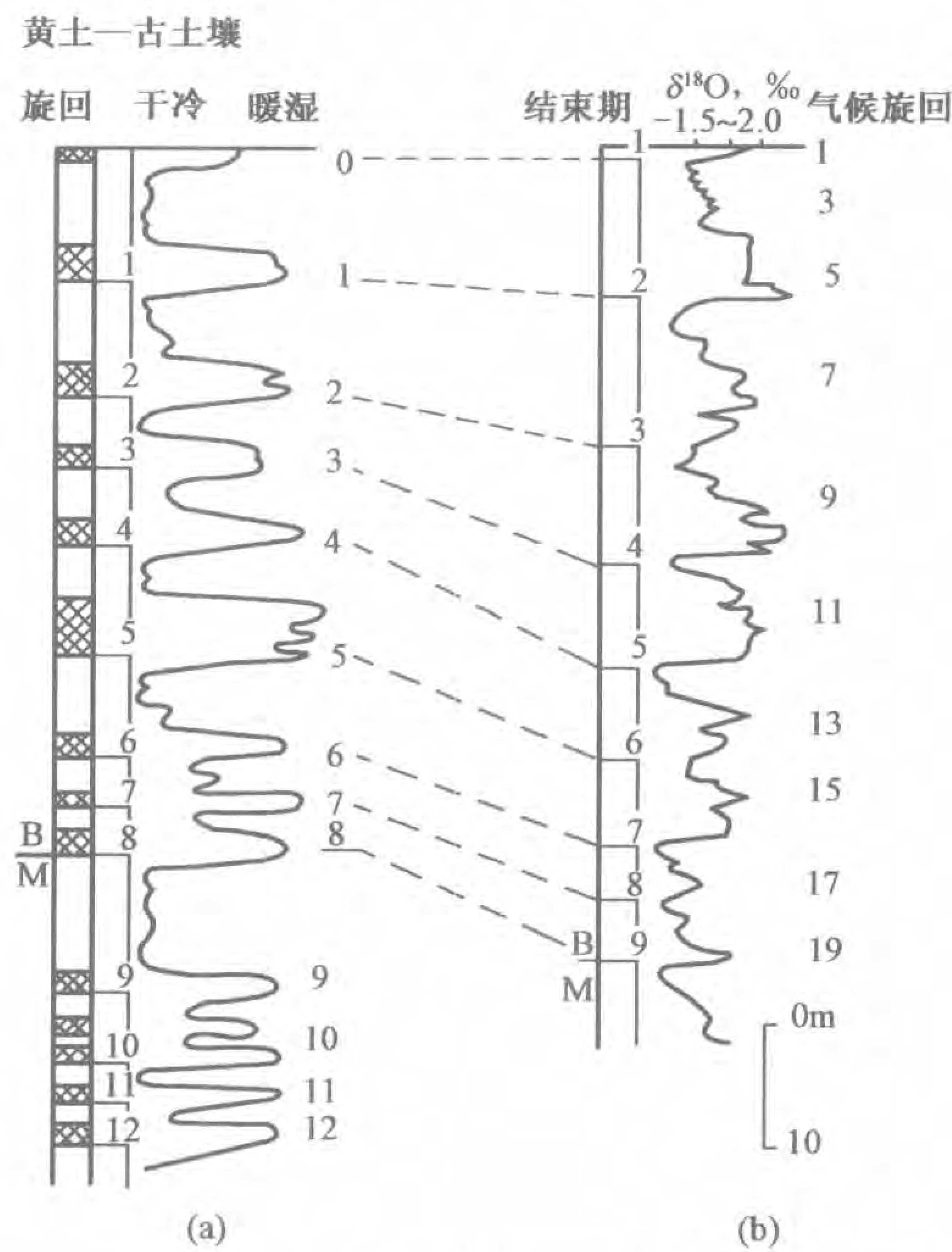


图 9－2　中国洛川黄土剖面与深海钻孔对比
(据刘东生等,1982,稍有改动)
(a)中国洛川黄土剖面;(b)深海钻孔 V28－238;
B—布容正向极性期;M—松山反向极性期

黄土沉积在我国西北极为发育,黄土层中夹多层古土壤,为古气候变化研究提供了良好条件。一般认为,黄土是冰碛物和冰水沉积中的粉沙颗粒被风搬运到冰川作用区的外围堆积而成的,所以黄土堆积反映干冷气候。古土壤是间冰期成壤作用的产物。因此,黄土与古土壤互层,是气候干冷与湿热变化的物质记录。刘东生等根据中国黄土层序的磁化率强弱推断气候冷暖旋回,将黄土剖面的古气候事件划分与深海沉积物的古气候变化直接对比,不仅解决了地层对比问题,而且揭示了全球气候变化的内在联系。刘东生等(1982)指出,自布容正向地磁极性期以来,洛川黄土剖面出现了 8 个暖湿的成壤期和与其相间的干冷黄土堆积期,加上现代成壤期,组成 8.5 个气候干湿变化旋回,这一结论与深海钻孔 V28－238 的氧同位素比所代表的古气候变化相吻合(图 9－2)。

粘土矿物对古气候具有指示作用。如伊利石形成于温暖或寒冷少雨气候条件下,高岭石形成于高温多雨气候条件及酸性介质条件下,等等。研究表明,华南地区的红土反映湿热气候,北戴河燕大风化壳粘土矿物组合形成于高温多雨的温热或湿热气候环境。根据基岩和风

化壳类型,推断北戴河燕大风化壳是湿热气候的风化产物,形成于上新世(熊志方等,2006)。

湖泊沉积每年形成一深、一浅两个不同颜色的沉积纹层——季节纹层,可反映地层的形成时间。例如,瑞典学者根据某湖泊沉积剖面的33000个沉积纹层,推断该湖泊有16500a的沉积历史。

某些生物的年轮或生长线与生长周期有关。例如,现生珊瑚每年约360条生长纹,石炭纪、二叠纪的珊瑚每年385~390条生长纹,据此可知珊瑚化石所在地层的形成时间。

陆生植被类型直接受气候控制,如热带雨林反映湿热气候,夏绿阔叶、针叶混交林反映温带气候,等等。

二、应用气候地层学的注意事项

应用生物地理分区资料恢复古气候时,应考虑生物分区不仅受纬度、温度的控制,也受地理隔离的影响,应注意分析其影响因素。

第三节 年代地层学

年代地层学(Chronostratigraphy)以地层的形成时间为基础进行地层研究,其目的是研究岩石体的相对新老关系及年龄,将构成地壳的岩石按形成顺序系统地编排成与地质年代单位相对应的地层单位——年代地层单位。年代地层学是各地层分支学科所追寻的目标和参照系,它为全球地层学乃至整个地质学的研究提供了统一的标准。

由于不同地区的沉积环境不同,所以同一时期不同地区的地层千差万别。地层的各种物质特征和属性都可作为地层划分对比的依据。依据不同,划分的地层单位就不同;地层对比的特征或属性不同,对比的界线也不可能一致。虽然岩石地层对比、生物地层对比等各种地层对比都要考虑地层的形成时间,但是不同地点同一岩石地层单位的形成时间只是大致相当,同一生物地层单位的形成时间也不一定完全等时。年代地层划分即把一个地区的地层按其形成的时间(相对地质年代或同位素地质年代)划分为不同级别的地层单位。年代地层对比论证不同地区相应地层的地质年龄及它们在年代地层表中所处的位置是否相当。地层形成的时间(地质年代)是地层对比最客观的标准,地层的时间属性对比也是最重要和最基本的对比。前面述及的同位素测年法、生物地层学、磁性地层学、气候地层学、小行星撞击地球等地质事件等都可用于年代地层划分对比。

同位素年龄测定法已发展为一门独立的地层学分支学科——同位素年龄地层学。同位素年龄测定法是年代地层对比的重要手段,可以为年代地层系统和地质时代提供年龄数据。同位素年龄地层学也称为地质测时学或纪年学,提供了各地质年代单位的时间长度,特别是为缺乏生物化石记录的构造变动复杂的沉积岩、岩浆岩、变质岩提供了年龄值。在显生宙之前的年代地层研究中,同位素年龄测定法起主导作用(主要是根据地质事件的同位素年代值来确定地层界线及年代关系),对显生宙地层也提供了年代和持续时间的重要参数,同时也为其他方法确定的相对年代提供了验证,为大区域和洲际地层的划分对比提供了依据。因此同位素年龄测定法在年代地层学的研究中日益受到重视。国际上较通用的阶及其以上的年代地层单位都测得了同位素年龄值。

地质测年技术的应用使年代地层单位的划分从相对顺序发展成为具有一定时限的地层单元,为地质时代的合理划分提供了尺度和依据。但是,目前同位素年龄测定法还存

在一定的局限性:(1)有些样品受后期热变质事件的影响,所测的年龄值不一定代表岩石的生成年龄;(2)有些岩石还不易测定,现有测定方法较复杂,不能在野外立即测定;(3)由于各种因素的影响,测定的年龄数据还有较大的误差。所以在显生宙的地质年代研究中,它通常作为一种辅助手段。随着科技的发展,这种方法误差已在逐渐缩小,应用范围也在不断扩大。

生物学方法是年代地层对比最简便、误差最小的方法之一,是地层年代对比较常用的方法。以生物演化为基础建立的地质年代表可以确定地质事件的时序。虽然由于生物迁移、扩散、环境变迁及化石采集等因素的影响,对比的结果常常有一定的误差,生物带之间的界面也可局部穿时,但是利用化石划分的地层界线以生物演化阶段为依据,因此可大致反映地史发展的自然阶段。在生物地层学建立的地层格架内,地层界线划分较精确而且可作为定义和识别界线层型剖面和层型点的参考标准。因此,全球界线层型剖面和层型点也尽量选在与生物辐射或生物爆发事件相一致的自然界线上。一般来说,用浮游生物化石较用底栖固着生物化石在时间对比上更为准确(因为浮游生物分布范围较广,迁移较快)。以生物演化为基础建立的地质年代表可以确定地质事件的时序。

地球的磁性方位具有全球一致性,所以利用已知的地磁极性年表进行的磁性地层对比,可以作为地层时间对比的依据。

旋回地层学(Cyclostratigraphy)研究受天文周期影响而形成的具有等时间隔的地层的沉积旋回。地球轨道参数的周期性变化引起气候变化,进而作用和影响沉积环境,并在沉积地层中留下旋回性记录。20 世纪中叶以来,生物地层学、磁性地层学和同位素年代地质学等学科的发展和测试技术的进步使地质年代学的研究逐步进入高分辨和定量化的阶段,但如何确定更小的时限,如地层阶、生物带、沉积旋回及地质事件延续的精确时限和界限年龄一直是地质学研究的一大难题。旋回地层学的兴起和发展,尤其是对地球轨道参数周期性变化在地层中留下旋回性记录的深入研究,提供了以较小时限(小于0.1Ma)地质年代测定和研究的新方法。

天文地层学(Astrostratigraphy)是由旋回地层学演变而来的,它立足于天文学地球轨道要素的周期性和准周期性变化,把地质时间与天文因素相联系,应用连续沉积物求出其中由于天文轨道周期变化而形成的旋回特性,进行高分辨率的地层划分对比。天文地层学通过对岩性、厚度等地层特征进行数字化处理和数学运算对地层进行划分对比,可以明显提高地层研究的精度。

年代地层划分对比的方法不胜枚举,本章及生物地层学、事件地层学中述及的全球海平面升降事件、小行星撞击事件等都可用于年代地层学研究。众多地层学分支学科极大地开阔了地层学的研究领域,大大提高了地层的分辨率和对比精度,使地层对比的等时性不断增强,但是目前还没有哪一种方法能够十全十美地解决所有的地层问题。按时间地层单位的概念,同一时间地层单位的界面到处都应是等时的,然而由于目前对比的手段还不够完善,所以年代地层对比还存在一定的误差,而且距今年代越久远,误差越大。生物地层资料只能提供一个"相对时间"的概念,同位素测年提供的年龄数据也存在误差,需要进行地质解释。总之,地层的年代对比还需艰苦的探索,各种方法的使用以及更多信息的取得使年代地层学成为多方位综合研究的学科。要使不同地区同一年代地层单位的界面尽可能等时,就要综合运用一切可作为年代对比的手段和同时性的证据。随着科技的发展,年代地层的划分对比必将日益精确。

第四节 化学地层学

一、化学地层学的原理及应用

化学地层学（Chemostratigraphy）从化学元素这一微观角度来研究地层，研究地层物质组成的化学属性，主要是对地层中的主要元素、微量元素及它们的同位素等化学元素作半定量或定量分析，然后根据化学元素的含量变化及不同层位的比例关系划分对比地层，图9－3表明松辽盆地白垩系不同层位几种元素的含量变化。

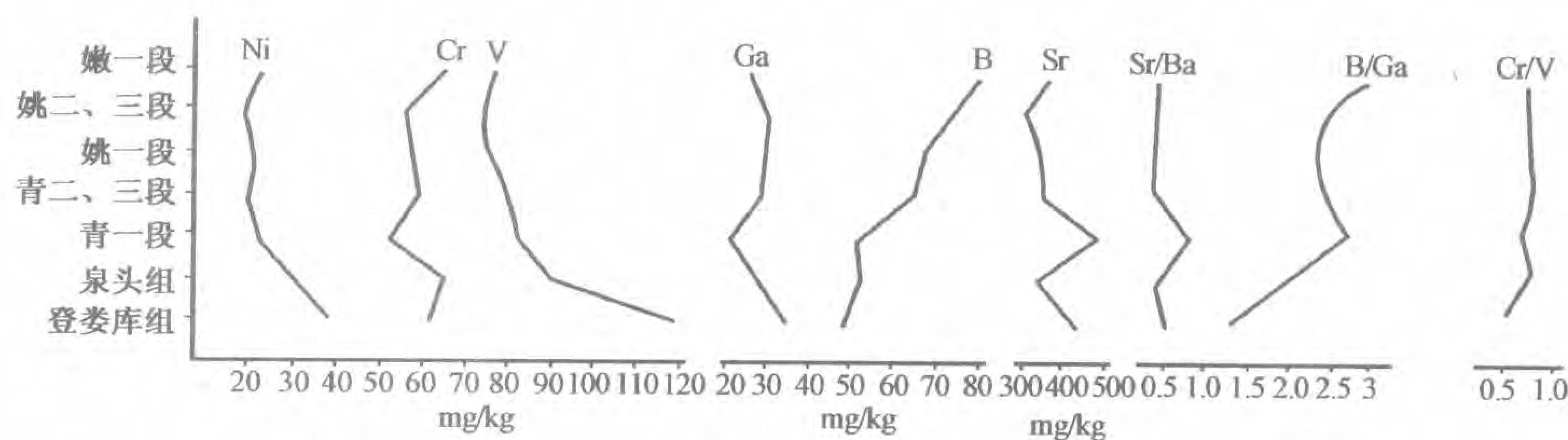


图9－3 松辽盆地白垩系几种元素的含量变化曲线（据安延凯，1985）

地层中的元素地球化学特征不仅与当时的地质环境背景有关，而且与元素的演变状态有关。一些放射性同位素的蜕变规律是同位素地质年代测定的基本依据，是地质测年学和地质年代学的基础。由于不同时期地形、气候、沉积介质和生物作用等沉积环境因素的变化，不同层位地层的岩石及生物化石中化学元素的种类和数量各不相同，在一定的范围内同一层位化学元素的种类和数量有一定的分布规律，所以各种元素的含量及其分布不仅是地层成因及其形成环境分析的重要依据，而且是地层划分对比的有效标志。

碳酸盐岩地层中的不溶残余物、Ca/Mg、粘土岩中的 SiO_2/Al_2O_3 等化学元素的含量及其变化规律都可用于地层划分对比。

岩石加热后的物理、化学反应也可用于地层划分对比，如差热分析法、热发光法等。

同位素分为稳定和不稳定同位素两种。不稳定同位素能自发地进行蜕变，同位素年龄测定法是研究地层中的不稳定同位素。

稳定同位素不能自发地蜕变或蜕变的半衰期极长，目前拥有的仪器还检测不到蜕变的同位素。稳定同位素地层学（Stable isotope stratigraphy）即利用稳定同位素组成的变化规律进行地层划分对比，探讨地史中发生的重大事件及其相对地质年代。顾名思义，稳定同位素地层学的研究对象是地层中的稳定同位素，如氧、硫、碳、锶的稳定同位素，目前主要研究 $^{34}S/^{32}S$、$^{13}C/^{12}C$ 及 $^{18}O/^{16}O$。上述各对同位素之比分别用 $\delta^{34}S$、$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 表示，其表达式为：

$$\delta = [(R_{样品} - R_{标准})/R_{标准}] \times 10^3‰$$

式中 $R_{样品}$ 和 $R_{标准}$——样品及标准样品的同一对同位素之比。

当 δ 为正值时，表示样品比标准样品富集重核同位素，当为负值时，表示样品比标准样品富集轻核同位素。

（一）氧、碳、锶同位素地层学

氧同位素地层学主要是研究海相地层中的有孔虫、钙质超微化石及碳酸盐岩中氧同位素

组成在全球气候影响下的变化规律，其主要原理是：冰期含氧同位素的水冻结成冰，海水中 $\delta^{18}O$含量相对升高，这一时期沉积的碳酸盐岩和钙质生物壳也都相对富集 $\delta^{18}O$；反之，在间冰期海水及其沉淀的碳酸盐岩和生物壳中，$\delta^{18}O$ 相对减少。

资料表明，氧同位素组成的变化不受地理位置影响，沉积物及生物壳中氧同位素组成的变化规律可以作为地层划分对比的标志。

碳同位素地层学是利用碳同位素组成变化曲线进行地层划分对比，主要研究海相碳酸盐岩的碳同位素组成在剖面上的变化，特别是在大的地层界线附近的变化情况，如渐新—始新统、始新—古新统、古近—白垩系、寒武—前寒武系等分界线。

前苏联外高加索博尔若米地区古近—白垩系界线附近地层剖面的上白垩统与古新统在向斜构造中为连续沉积，据钻孔和露头资料分析的 $\delta^{13}C$ 值在该剖面上的变化情况可确定古近系和白垩系的界线。$\delta^{13}C$ 值在剖面上的变化有下列特点：在古近系与白垩系界线附近较短的地质时间内，$\delta^{13}C$ 值发生了较大的变化，$\delta^{13}C$ 值的大幅度变化与古近系和白垩系的界线基本吻合。在意大利 Umbrie Gubbio 等几个剖面上，$\delta^{13}C$ 值的突变与沉积物中铱含量的异常一致。

我国南方二叠纪、三叠纪沉积极为发育，尤其在浙江、江西、湖北、贵州的某些地方，上二叠统上部与下三叠统下部为连续的海相碳酸盐地层，岩性单一，无间断现象，是世界上罕见的优秀剖面。其中，浙江长兴煤山一带三叠系与二叠系海相沉积连续剖面是中外驰名的层型剖面。该剖面下部为上二叠统长兴组，主要为海相石灰岩；上部为下三叠统青龙组，出露不全，仅见底部十余米，主要为泥灰岩和页岩，两组连续沉积。很多学者对该剖面做了深入系统的古生物学和岩石学的研究，其海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值在分界线附近呈突然变化（图 9 -4），在分界线以下为正值，界线以上为负值。$\delta^{13}C$ 值在分界线附近由正值转为负值时，其转折点或中点基本上与分界线的位置吻合。又如，陕西汉中吴家坪剖面三叠系和二叠系为整合接触，岩性变化不明显，但界线附近碳同位素组成变化明显，根据 $\delta^{13}C$ 含量变化曲线可将二者分开。

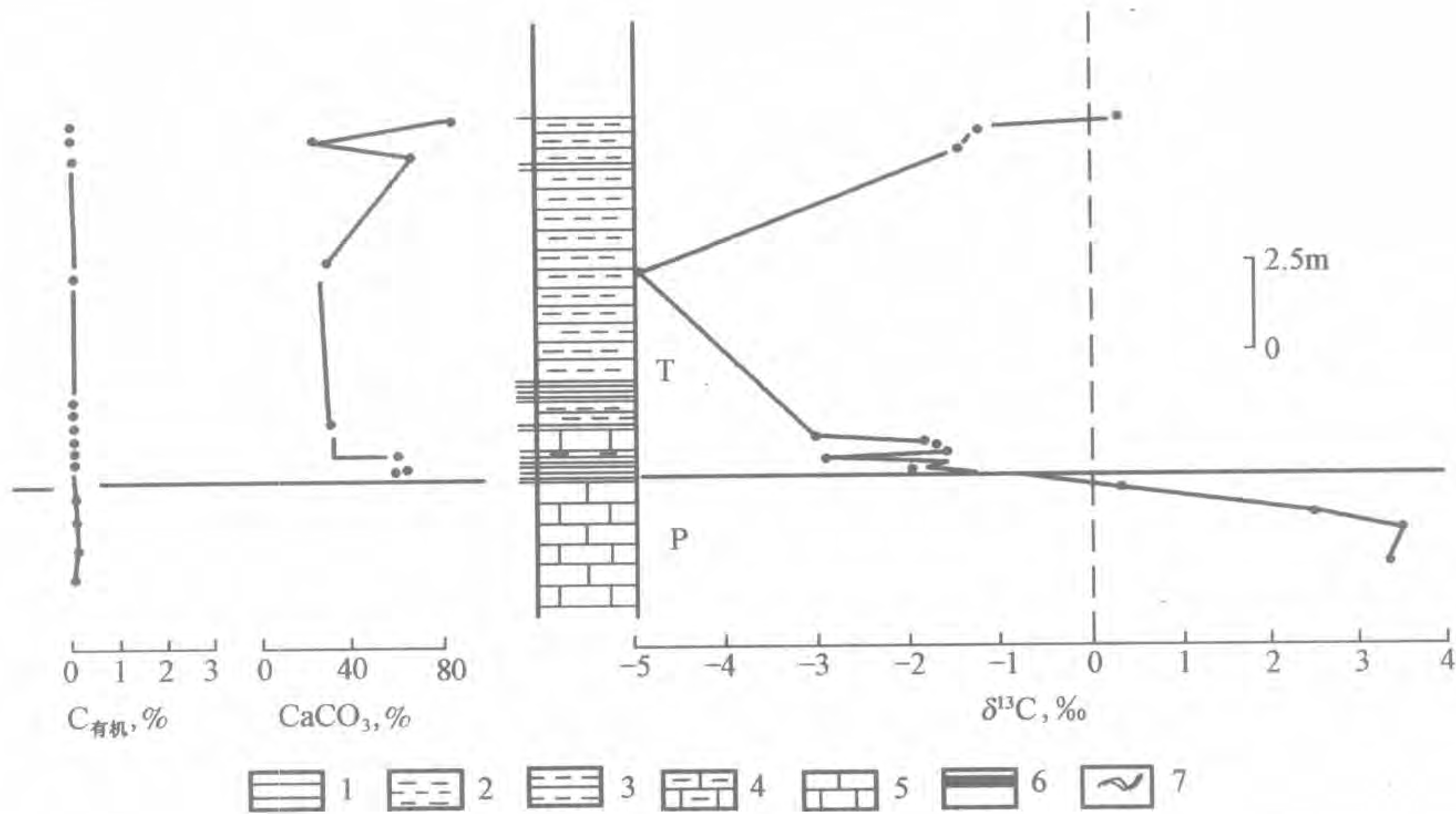


图 9 -4　浙江长兴煤山三叠—二叠系交界地层的碳同位素变化（据吴瑞棠等，1989）

1—页岩；2—粘土；3—泥岩；4—泥灰岩；5—石灰岩；6—硅质岩；7—硅质结核

碳、氧稳定同位素分析常用于天文地质事件的研究，尤其是碳同位素变化($\delta^{13}C$)与天文地质事件的关系更为密切。$\delta^{13}C$值在地层中的负异常与生物大量绝灭、多种地球化学元素异常、微球粒大量出现等大致吻合，它在事件后的恢复和变化也与灾变环境的逐渐减弱及消失过程一致，可作为确定天文地质事件的一个良好标志。因此，碳同位素变化是统一反映有机界和无机界剧烈变化的一个重要指标。显生宙多条重要界线附近的研究表明，$\delta^{13}C$值在正常时期变化非常稳定，抗干扰能力强，但在形成过程中可能在有天文地质事件发生的层位发生负向突变，表明水体中生物总量急剧减少。生物大量绝灭的程度与$\delta^{13}C$值的负异常幅度大体成正比。

保存在地层中的化石绝大部分是生物的硬骨骼，所以仅仅根据生物硬体化石不能了解生物总量的变化。由于生物在生活时要吸取碳，对碳的同位素成分有影响，因此碳同位素分析不仅对确定生物绝灭事件有重要意义，还可阐明地史时期水体中生物总量的变化情况。

锶同位素地层学主要研究海水中锶同位素的组成及其随时间的变化规律，主要研究对象是海相沉积的碳酸盐岩、生物贝壳等。Burke 等人(1982)精确测定并绘制了海洋中$^{87}Sr/^{86}Sr$随时间的变化曲线(Burke 曲线)，为深入开展锶同位素地层研究奠定了良好基础。

综上所述，碳、氧和锶同位素在海洋中含量稳定，它们可保存于不同时期的地层中，从而为地层划分对比提供依据。王自强等(2006)研究了长江南岸莲沱—石牌村沿江剖面的震旦系，测算了其中的化学元素，如图9－5所示，陡山沱组底部的$\delta^{13}C$为－3.1‰～－3.7‰，随后迅速增至正值，达4.5‰～5.6‰，到灯影组底部$\delta^{13}C$又降至－2.5‰，随后又增为正值，等等。$^{87}Sr/^{86}Sr$从陡山沱组底部到顶部为0.7077～0.7082，灯影组从底部到顶部为0.7082～0.7090。该剖面震旦系化学地层特征$\delta^{13}C$和$^{87}Sr/^{86}Sr$及其变化趋势与世界各地同时代地层的地球化学特征相似。

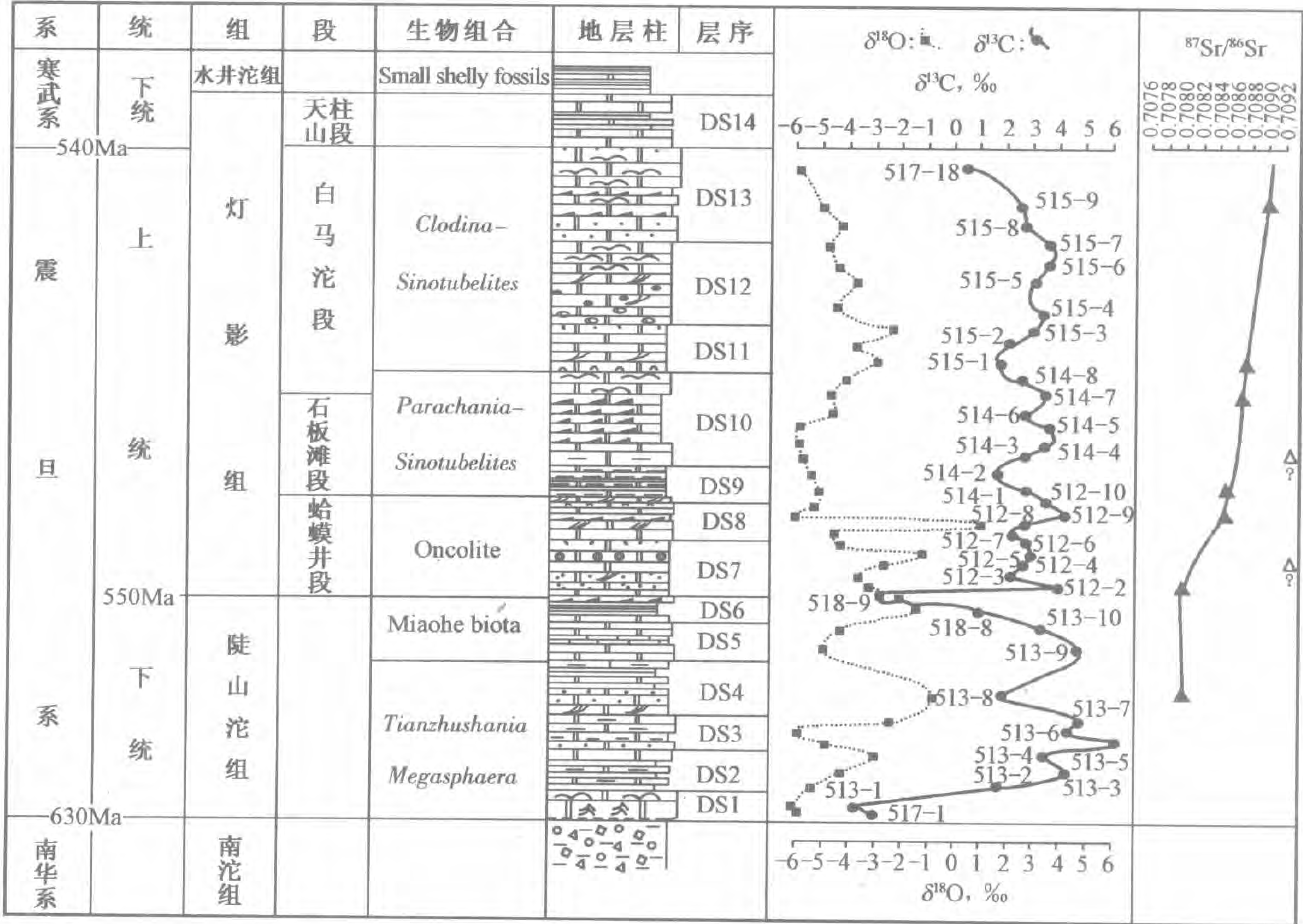


图9－5　峡东地区震旦系综合地层柱状图(据王自强等，2006，稍有改动)

（二）硫同位素地层学

硫同位素地层学的基本内容是利用海相硫酸盐岩（石膏和硬石膏）的硫同位素组成在地层中的变化规律来划分对比地层。许多学者先后从世界各地搜集不同地质时代的海相石膏进行硫同位素研究，获得了数以千计的数据，利用这些数据编制了一条显生宙海相硫酸盐岩硫同位素组成变化曲线（图9－6）。该曲线表明，晚前寒武纪海相石膏的 $\delta^{34}S$ 值为18‰左右；进入显生宙以后，寒武纪早期海相石膏的 $\delta^{34}S$ 值急剧增大至30‰左右；然后逐渐减小，到二叠纪晚期达到最小，为10‰左右；进入三叠纪以后，$\delta^{34}S$ 值再次大幅度增加，达到28‰；然后又逐渐减小，到新近纪为20‰左右，与现代海洋硫酸盐岩的硫同位素组成几乎相同。利用显生宙海相硫酸盐岩 $\delta^{34}S$ 值变化曲线，人们可以根据地层中的硫同位素组成确定地层的时代并进行地层对比。

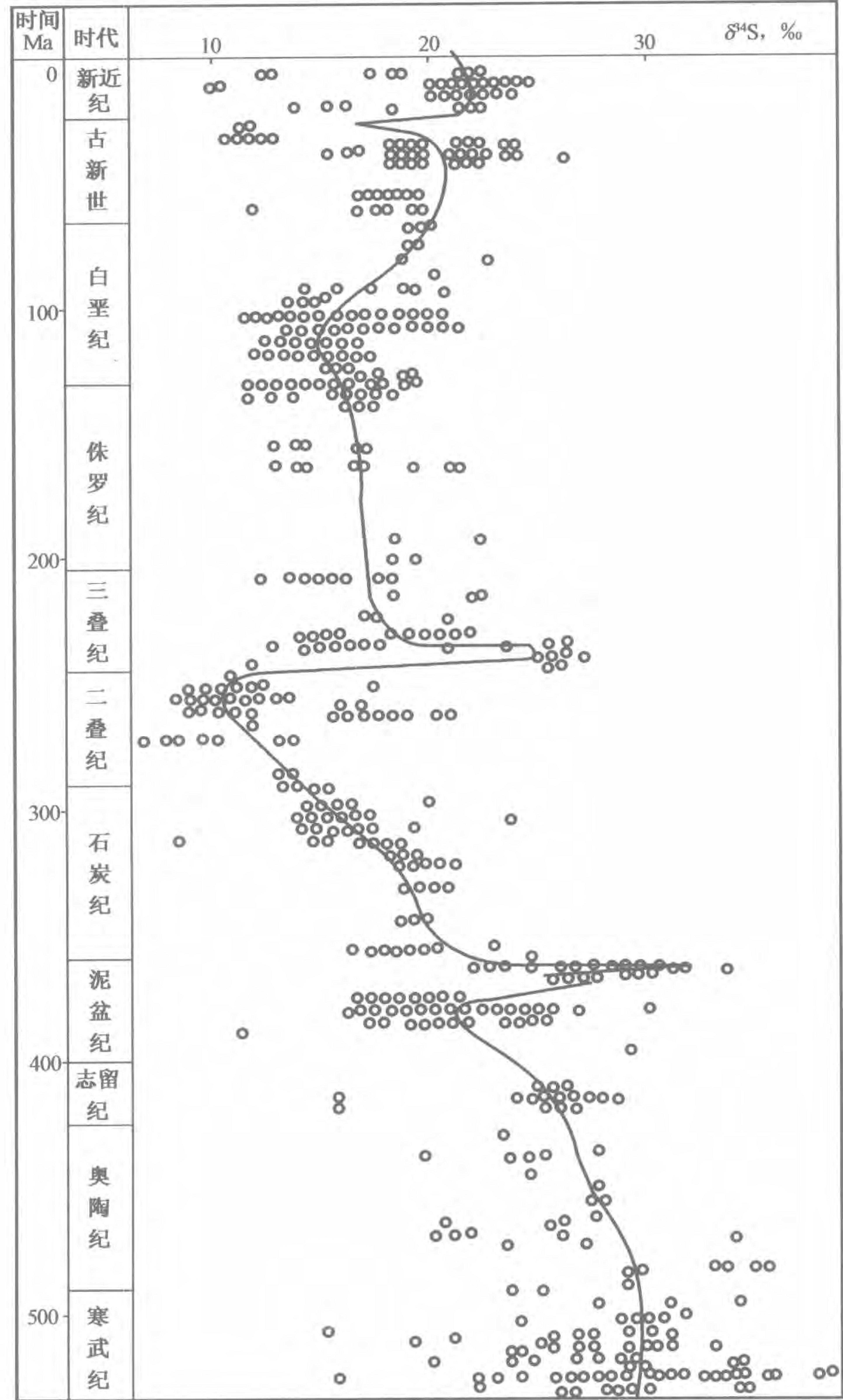


图9－6　显生宙海相硫酸盐岩硫同位素组成变化曲线（据孙镇城等，1998，有改动）

Ueda 等(1986)成功地用 Kiba 试剂从沉积岩中提取微量硫酸盐做硫同位素分析，为含微量硫酸盐的各种沉积的硫同位素地层学研究开辟了广阔前景。

二、应用化学地层学应注意的问题

化学地层学方法是从岩石地层学中衍生出来的，所以在岩石地层学中所述的注意事项也适用于化学地层学。

第五节　综合地层学

随着研究的深入，有人提出了综合地层学(Integrative stratigraphy)。姚华舟等(1994)详细阐述了综合地层学的含义及地层各分支学科在综合地层学中的作用，指出综合地层学是在多重地层划分的基础上进行综合，综合的本质在于揭示各种地层划分的内在联系和主次关系，最大限度地利用各种地质资料，有效地选择多种地层方法，进行综合研究和相互验证，以便从整体上把握地层，解决地层的划分对比和成因问题。综合地层学把系统科学的普遍原理与地层学的特殊原理结合起来，从整体上揭示地层学各种物质属性之间的关系和各地层分支学科之间的关系。综合地层学的研究内容包括地层的各种建造特征、改造特征及与之共存的有地层意义的侵入岩特征。地层学服务应用于地质学的各个学科，反之，地质学各个学科的研究成果和资料也用于地层分析。地层的各种物质成分和属性千差万别，但都是一定发展阶段的必然产物。它们相互联系，相互依存，包含着系统科学的基本规律。综合地层学就是在这种思想的指导下进行地层研究的，在内容上它包含了地层学的各个分支。

就地层学在地质学中的位置和整个地质历史而言，地层学的基本目的和任务是研究地壳表层岩石在四维空间的分布规律，即地层体的时空规律，追索其区域性乃至全球范围的整体特征。从这一基本目的和任务来看，地层学的不同分支学科起着不同作用，处于不同的位置和层次：

综合地层学以岩石地层学为基础，以沉积地层学、火山地层学、磁性地层学和构造地层学等为基本层次，以生物地层学、同位素年龄地层学和年代地层学为主导层次，最大限度地利用地层的岩石组合、化石、变形、变质、物理化学属性、侵入地层中的岩脉、它们所反映的沉积与构造环境等各种地质资料解决地层问题。

作为地层物质基础的客观描述，岩石地层学是地层学最基本、最直观的。从岩石地层学中衍生出来的矿物地层学、化学地层学的描述对象都是地层本身的物质组成，但角度不同。岩石地层学以宏观岩石学特征或岩石的总体面貌为研究对象，并以此为标准来划分地层，进行一定范围内的地层对比。化学地层学研究地层物质组成的化学属性，它从化学元素这一微观角度来研究地层。矿物地层学主要是利用某些特殊矿物，如重矿物，来划分对比地层。岩石、矿物、化学元素是地层物质内容的主要组成部分，它们是综合地层学各分支学科共同的物质基础。各地层学分支所建立的地层层序或地层格架最终都要归结到地层的物质基础——岩石的时空分布规律上。所以岩石地层学是综合地层学研究的基础，它贯穿于综合地层研究的始终，任何地层学分支学科都要直接或间接的涉及岩石地层学。

年代地层单位的界面就是地质年代的时间界面，理论上是全球性的，它是一切地质工作参考和对比的标准。全球年代地层表的建立和完善是地层研究的重要内容和长期目标。地质测年技术的应用使年代地层单位的划分从相对的顺序发展成为具有一定时限的地层单元，为地

质时代的合理划分提供了尺度和依据。

同位素年龄地层学也是建立年代地层格架的一种较为独立的方法，所以在综合地层学中占有重要位置。国际地层委员会提出的用全球层型剖面层型点（GSSP）的方法划分年代地层单位，也日益重视年龄值。在显生宙之前的年代地层系统中，同位素年龄测定法起主导作用。

生物演化的规律决定了生物地层学对于建立地层时空格架的可靠性和相对独立性。目前使用的年代地层系统即全球性地层时空格架，特别是显生宙以来的年代地层单元主要是靠生物地层学方法建立和识别的。

磁性地层学根据岩石层序中的磁学属性所建立的极性单位来划分对比地层。由于地磁场的极性在地质时期反复倒转，而且极性置换有广布性和全球等时性，因此磁性地层单位的界面是全球性等时面，可进行跨相区的对比。但是，地磁极性的变化是可逆的——正向极性和反向极性相互交替，所以如果没有其他年代地层或生物地层背景资料作为基础，单靠岩石的剩余磁性——正极性、反极性或混合极性不能判别不同地区的地层层位是否相当，也不能确定地层的时代。

层序地层学在本质上属于成因地层学范畴。它通过研究不同地点或地区的相对海平面变化进而追溯区域性、全球性海平面变化的规律，并以此为线索进行区域乃至全球的等时性地层对比。与磁性地层学的弱点类似，层序地层学也只能在一个已知的年代地层或生物地层间隔内进行等时性对比。实际上，层序地层学的研究是在岩石地层划分的基础上进行，是进一步认识和解释构成岩石地层单位的岩石内涵的环境特征。此外，大多数层序可在地层序列中反复出现，尽管在生物地层研究基础上，层序地层的研究可以为年代地层单位界线的划分和界线点的选择提供有关沉积环境和海平面升降变化等方面的信息和事件标志，但是，目前还不能用层序地层研究代替年代地层划分。

生态地层学是研究生物与其生存环境之间的关系，根据对时空变化敏感的生物自然组合——"群落"来研究地层，试图在生物地层和年代地层基础上根据化石群落的空间展布特征进行更为细致的地层划分对比和地层的环境分析。

事件地层学和天文地层学都属于成因地层学范畴，其研究对象可以是地层记录的任何一个方面，它没有超出其他地层学的范畴，不同之处在于成因解释。天文地层学的核心是把地球上的地层记录与宇宙天体的活动结合起来，以更高层次的天文周期与地球上的地质旋回进行对比，它有助于全球范围地层格架的建立。

火山物质是垂向堆积或快速的侧向堆积，因此同一火山岩层基本为等时体，其界面基本为等时面。在火山岩发育区，火山喷发韵律和旋回的识别对地层划分对比甚至可以起到主导作用。

地震地层学和测井方法是研究地层物质组成的物理属性。在大区域和盆地范围内对深部地层的物质组成及分布规律的研究中，地震地层学和测井方法有着其他方法无与伦比的作用。例如，地震资料可用于确定地下反射界面的深度和构造形态，确定地层接触关系，划分对比地层层序，追溯海平面升降史，重塑沉积体系，确定各种隐蔽圈闭的类型、位置和大小，等等。

定量地层学是运用数学原理和手段对地层的各种属性进行综合分析或模式化处理，即利用计算机技术对地层的各种信息、数据进行处理，建立和运用数学模型，以优化地层划分对比。它没有一定的物质内容作为研究对象，不是一个真正独立的地层学分支学科，而是地层学研究的一种手段。

构造地层学（Tectonostratigraphy）是现代地层学和近代构造学的结合。王鸿祯教授认为，

构造地层学的主要目的是研究地层的构造意义。构造地层学的研究内容主要是根据总体变形、变质、岩性组合及边界条件(例如断层接触还是正常接触)来划分相应的地层单位,确定基本构造格架。根据不同尺度的褶皱和线理(包括区域构造走向)等的相互关系——叠加、交割、干扰和变形、变质程度确定各地层单元的变形、变质期次,建立相应的构造群落与构造序列。通过构造序列和区域构造方向的研究,间接确定不同地层单元的相对新老和原始接触关系。尽管岩石地层单位普遍穿时,但就总体而言,大套地层层序仍符合地层叠覆律。所以同一构造应力场中老地层与新地层有不同的变形、变质特征,形成不同的构造群落,老地层显示出相对较深的构造层次。因此,在一定的范围内,可以根据变形变质层次确定地层的新老关系(根据构造层次确定地层顺序必须以相似的原岩建造和相似的构造部位为基础,并要考虑同构造期岩体侵入等造成的局部地热异常)。构造地层学的研究方法在野外以实际观察追踪和填图为主,在室内以沉积分析和构造解释并重。

除上述地层学的研究内容和方法外,综合地层学还涉及许多其他方面。例如,根据砾石等粗碎屑反映的母岩,可大致判断地层的形成时间。岩脉、岩墙对于确定地层时代和地层序列也有重要意义,岩脉、岩墙新于被其侵入的地质体,因此可间接地确定地质体的时代;岩脉、岩墙群的大量出现还可反映伸展构造环境,它们都属于综合地层学的研究范畴。

上述方法中除了生物地层学、同位素年龄地层学及在此基础上建立起来的年代地层学之外,其他以成因、岩性、物性为标志建立起来的全球性、区域性或盆地范围的地层格架中的时间对比,都是在已知或给定的年代地层和生物地层间隔内,进行等时性或相对等时性对比。

地层学的研究方法不胜枚举。但是,每种地层学方法的分辨率都是有限的,任何一种方法都难以全面反映地球演化的自然阶段。通过高分辨率综合地层研究,确定各地层界线附近生物演化的阶段性及其与各类地质事件的时空关系、内在联系,恢复地球演化的自然节律,可使地层界线全面反映地球发展的阶段性特征。近年来,运用综合地层学理论和方法进行高分辨率、高精度地层划分对比,使年代地层单元与地球发展演化的自然节律相对应,大大提高了地层对比的精度和可操作性。高精度综合地层学充分利用地层中的各种物理、化学和古生物特征划分对比地层,以多重地层划分为基础,运用各种地层学手段,在单学科深入研究的基础上进行多学科综合研究,建立各种地层单元之间内在的成因联系和时空关系,在生物地层学建立的地层格架内利用事件地层界线和其他严格等时的自然界线详细划分、精确对比地层(王训练,1999)。

殷鸿福院士指出:“新思潮的一个核心是批判地继承,既不要对已成经典的理论‘盖棺定论’,对已成权威的学者无条件紧跟,也不要对有错误的学者和理论一概否定。”人类对地层的认识是不断深化的,随着科技的发展,地层学的研究思路越来越广,必将拓展出更多、更好的研究方法。

第十章　含油气盆地的地层研究

在含油气盆地的地层和油层研究中，区域地层划分对比和油层划分对比是必不可少的基础工作。

第一节　区域地层划分对比的一般程序

在油气勘探阶段，区域地层划分对比的主要目的是了解全区（如含油气盆地、含油气区）的地层层序，了解各层段的岩层厚度、接触关系及其横向分布情况，以便重塑古地理和古构造特征，进而推断盆地的区域地质发展史。在此基础上，研究油气储层等含矿层的成因、油气的生储盖组合关系、油气藏类型及其空间分布，以便进行油气等矿产资源的远景评价，确定油气等矿产勘探的有利地区。区域地层研究主要包括如下程序。

一、收集并综合分析各种资料确定研究区的地层层序

全面掌握资料是做好地层工作的重要保证。由于地层学服务于地质学的各个学科，所以地质学的各种资料和研究成果都可用于地层研究。要揭示整个沉积盆地的地层层序，就必须全面收集全盆地的各种地质资料及邻区的有关资料，并做必要的分析化验。

岩性及其电性是含油气区地层划分对比最直接的标志。在新探区，地层划分对比主要依据岩性和化石。在岩层露头好或覆盖较浅的地区，可通过露头或探槽观察研究地层，对于大面积覆盖的沉积盆地及含油气区地下深处的地层，研究的基础资料主要是钻井资料。油田很多地质图件都直接或间接地依据钻井剖面编绘，所以要取全、取准各种钻井资料，并认真分析钻井过程中获取的岩心、岩屑等录井资料及各种测井资料。一般来说，单井资料研究包括下面几项内容：

（1）研究各地层（组、段、层等）的岩性特征及岩石组合、旋回性或韵律性、分层标志、含化石情况、地层厚度、接触关系等等，以弄清各个地层之间的区别。在油田，岩心是地层划分对比最重要的依据，所以要认真观察描述岩石的颜色、成分、结构、构造等岩性特征。一些岩性相似的地层要特别注意区分。例如，松辽盆地嫩江组一段和二段都是以黑色泥页岩为主，但嫩二段底部有黑色油页岩，而嫩一段夹砂质泥岩、粉砂岩和劣质油页岩。

（2）根据研究区的岩性、岩石组合、沉积旋回或韵律、化石、电性等钻井、录井和地球物理测井资料及各种分析化验资料，如粘土岩差热分析、碳酸盐岩不溶残渣、微量元素、岩石发光分析、古地磁等资料，并参考邻区或盆地周边露头的有关资料，对工区地层进行划分。

由于钻井取心成本高，钻井周期长，所以取心井很少，因此要充分利用岩心确定地层划分对比的标志，再将测井曲线与岩心剖面对比，掌握岩心剖面不同层段在测井曲线上的反映，以便在未取心井利用测井曲线进行地层划分。

(3)根据化石及同位素年龄等资料与标准剖面或邻区划分的地层单位进行对比，确定工区各个地层的形成时代，以弄清各层段所处的层位和地层间的接触关系。

(4)通过上述分析研究，总结出工区各个层位的岩性、电性、化石等在纵向上的分布情况，确定工区正常的地层层序。

二、建立标准剖面、编制综合柱状剖面图

(一)建立标准剖面

在各单井剖面研究的基础上，建立标准剖面。标准剖面应代表该地区地层的一般特征。根据钻井资料建立标准剖面的主要条件是：

(1)选择钻穿层位和含矿层(油气等)较多而且周围钻孔较多的井。

(2)构造部位适中，以便控制较大的范围。

(3)在一个处于勘探阶段的新油气区建立标准剖面时，主要依据探井或基准井资料。

(4)一个地区的标准剖面可以由一个地层层序正常、资料齐全、具有代表性的钻井剖面构成。但是一个露头或一口井的地层往往不是完全无缺的，要建立一个地区的地层系统，就要将区内各露头或各井的地层剖面进行综合对比研究，把各井或露头的地层按时间顺序排列起来，才能形成较完整的地层序列，所以标准剖面也可由多个剖面综合连接而成。

(二)编制标准剖面综合柱状图

标准剖面建立后，要系统整理各种资料，编制标准剖面综合柱状图。标准剖面综合柱状图是新井分层和全区统层的依据，其内容包括研究区段地层的层位、分层界线、接触关系及岩性、岩相、化石、沉积旋回或韵律、含矿性(如储油层)及电性等特征，例如吐哈盆地侏罗系柱状剖面图(图10-1)。

在构造复杂的地区，岩性变化快，应分区编制反映各区地层特点的综合柱状图。随着工作的深入、认识的不断深化，综合柱状图也应不断补充完善。

三、确定标志层

在新探区选择标志层，首先要研究整个地层剖面中各个层位的特征，掌握地层剖面中稳定层的岩性、成因、厚度、分布范围及其变化规律，然后逐剖面分层追溯。研究标志层的特征时，不仅要注意标志层本身的岩性、电性特征及其在平面上的变化规律，还要注意各标志层上、下相邻层位的岩性、电性等特征和它们在剖面上出现的顺序及其相互关系，尤其是在剖面中存在多个岩性相似的层位时，更要结合其上、下邻层的特点来区别，以免弄错层位。若一个单层的特征不够理想，可配合与之毗邻层位的其他特征，构成复合标志层。一些具有特殊结构、构造、颜色或化石的层位都可作为标志层，一些大厚层中岩性特殊的夹层常常是较好的标志层。随着勘探程度的提高及地层研究的深入，标志层将逐渐被发现。每个地区的标志层都是客观存在的，但不深入研究就难以发现，尤其是厚度小的标志层更容易被忽视。标志层越多，地层划分对比越方便，在油气田等覆盖区要做出准确的钻井地质预告，就应该在目的层(如储油层等)附近多选择标志层。

地层			厚度 m	自然电位	岩性剖面	视电阻率	岩性简述	含油气情况
系	统	组						
白垩系K	下统K_1	吐谷鲁群K_1g	419				棕红、暗紫色砾状砂岩，砂砾岩	
侏罗系J	上统J_3	喀拉扎组J_3k	634				暗紫褐色泥岩，砂质泥岩	
		齐古组J_3q						
	中统J_2	七克台组J_2q	232				灰绿、灰黑色泥岩夹灰白色砂岩、煤层	
		三间房组J_2s	304				灰绿色泥岩夹薄层砂岩	工业油层
		西山窑组J_2x	274				上部灰绿色泥岩、泥质粉砂岩；下部深灰色泥岩，夹煤层	
	下统J_1	三工河组J_1s	401				中下部灰、棕褐色泥岩、砂岩互层；上部深灰色泥岩	工业油层
		八道湾组J_1b	609				中上部深灰色泥岩、砂岩夹煤层；中下部以粗砂岩为主	工业油层
三叠系T	上统T_3	郝家沟组T_3h					粉砂岩、泥岩、砂岩	

图 10－1　吐哈盆地侏罗系柱状图(据翟光明等,1996)

四、以标准剖面和标志层为基础进行地层划分对比

深入研究标准剖面和标志层的岩性、化石、测井曲线等特征及其成因和变化规律以后，就可以在单剖面研究的基础上进行全区的地层划分与横向对比。在地层褶皱、断裂、接触关系复杂及构造变动强烈的地区要格外慎重，在缺少露头的地区要充分利用录井、地球物理等各种资料，露头好的地区可在野外直接追踪。区域地层划分对比的一般步骤是：

(1)先进行单剖面地层分析，划分地层单位。

(2)在单剖面研究的基础上，进行剖面间(横向)对比，把同一层位的界线连接起来，如图2－5、图2－19等。对比线应该反映不同剖面各地层的层位关系及各层段的岩性和厚度等变化情况。

对比过程通常遵循下列原则：

① 先略后详，先划分对比大段地层、大旋回，然后在大段地层、大旋回之内进行更详细的对比。

② 先易后难，即先对比同时性标志较明显的层位，之后再根据地层叠覆律划分对比其他层位。对于缺乏标志的层段，应综合运用多种方法。

③ 由近及远，因为距离越远，差别越大，对比精度也越差，所以要从资料齐全、地层划分对比标志明显的剖面开始，由近及远逐步外推，找出各剖面的相同层位，再对比到开始的剖面，直至各个剖面的地层层位完全吻合，此法也称“闭合对比法”。通过对比了解各地层在横向上的变化情况，进而掌握各地层的岩性、厚度、岩相等特征在横向和纵向上的变化规律。

④ 如果研究区较大，应先将研究区划分为若干分区，在各分区建立标准剖面，确定辅助标志层，分析标志层的成因及其在空间的变化规律，再从各分区的标志层中选出稳定分布于全区的标志层。

⑤ 在全区标志层的控制下，综合化石、岩性、沉积旋回、岩相、电性和地震等特征进行不同区块间的地层划分对比。一般先在各个分区进行划分对比，然后再进行不同区块间的地层划分对比。

⑥ 注意寻找化石，因为与无机界相比，生物界的演化阶段和不可逆性更为明显。如古生代、中生代、新生代都有泥岩，尽管不同时期形成的泥岩不可能完全相同，但区别它们并非易事，所以应尽可能地利用化石控制层位。

⑦ 综合应用多种方法是提高地层研究精度的重要保证。各种地层学方法都有其优点和局限性，要把岩性、古生物、测井和地震等资料融汇在一起，互相补充，综合判断。在松辽等沉积盆地先后开展过磁性地层学、层序地层学、事件地层学、地震地层学、构造地层学以及同位素年龄地层学等地层学各分支学科的研究。在实际工作中，各种方法的应用因地区、层位和研究精度而异，各项资料在不同地区、不同层位的应用中各有所长，应具体情况具体分析。一般来说，地震资料便于连续横向追踪，但其垂向分辨率不高；测井和岩心资料垂向分辨率高，但横向上不连续。工作中通常以一种方法为主，其他方法为辅。既要“对症下药”选择一种主要的、最适合自己工区的方法，又要综合多种方法相互验证。例如，在油田古生物资料丰富的层段，可以把化石作为主要分层依据，但是要把这种界线侧向延伸到缺少古生物资料的地方，则要借助地震资料；在测井曲线标志明显，岩性横向变化不大的地区和层位，相距较近的地层剖面对比常常将电测曲线作为主要依据；在测井曲线缺乏标志层、岩性横向变化复杂的地区和层位，可借助地震资料，还要尽可能地寻找和利用反映地层形成时间的标志，如化石、同位素年龄等等，以便控制层位。总之，综合利用各种标志、各种资料相互验证，就能不断提高地层研究的精度，为勘探开发打下良好基础。

⑧ 区域地层划分对比之后，一般要编制研究区的地层分层数据表。

⑨ 地层对比的过程也是对各种地质情况进行分析的过程，以弄清区域地质情况，如是否存在地层不整合、沉积间断或断层、断层的性质和产状、沉积相带的分布、河道主流线的方位等，进而了解工区的沉积发育史及可能的含矿层位。剖面间的对比线应该符合沉积学原理，所以应考虑岩性、岩相、厚度变化的合理性(详见岩石学方法)，若出现异常，要分析原因。例如，断层可造成地层重复或缺失，不整合可造成地层缺失，褶皱可造成地层重复，倒转褶曲可造成地层层序倒转，在对比中应先把这些异常层段找出来。一般来说，不整合引起的地层缺失通常是有规律可循的，如果异常出现于个别剖面或个别层段，可能与断层有关。若是地层划分对比错误造成的异常，则要随时纠正。地层对比工作往往要反复多次才能不断完善。从传统地层学方法到现代地层学方法，地层学的研究方法得到了长足的发展，正确运用各种方法就能对繁杂的地质现象做出科学的分析和概括，进而得出准确的解释。

第二节　含油气地层的划分对比

一、含油气地层的分级与命名

含油气地层的划分与命名是在油气勘探开发过程中不断完善的。大庆油田首先在松辽盆地白垩系发现了含油气层，便以油气层所在地的地名对含油气层进行了命名，如萨尔图油层、葡萄花油层、高台子油层等。渤海湾地区勘探开发早期沿用了松辽盆地的做法，后来发现这种命名法不便于渤海湾地区不同油田的油层对比，又改为以油层所处的地层组、段名称命名油层，如东营组油层等。

多油层、多旋回性是我国陆相碎屑岩含油气地层的重要特征。根据油层特征的一致性与垂向连通性，一般将油层单元分为含油层系、油（气）层组、砂层组（复油层）和单油层四级。油层单元级别越小，油层特性越相似，连通性也越好。我国含油气地层的名称各家意见不完全一致（表 10－1）。

表 10－1　我国含油气地层的名称一览表（据马世忠，2006）

级别①	油田用名			徐本刚等	吴元燕等	行业标准推荐名②		
	例一	例二	例三			1989 年标准	1995 年标准	1997 年标准
第一级	—	—	—	含油气层（岩）系	含油层系	含油气岩系	—	含油气层系
第二级	油层	油组	油组、油层组	含油气层段	油层系	含油气岩段	油（气）层段	含油气层组
第三级	油层组	油层组	—	含油气层组	砂层系	含油气层组	砂岩组	含油气段
第四级	单油层（小层）	单油层	单油层（小层）	含油气层	单油层	含油气层	小层	含油气层
第五级	油砂体	—	—	油砂体	—	—	—	—

① 同一级别各单元名称含义不完全相同。

② SY 5363—89 含油气岩系的划分；SY 6166—1995 油气层层组划分与对比方法碎屑岩部分；SY 5363—1997 含油气岩系划分。

（1）含油气层系：是指含油气盆地或勘探区内已发现含油气层或油气显示的、受区域地层界面控制或被区域性隔层❶分隔的、其内部具有相似油气分布特征的、由若干个含油气层组构成的一套地层，是一级沉积旋回内的连续沉积。同一含油气层系内各油层的成因和岩石类型相似，油水特征基本一致。

（2）油（气）层组：由含油气层系内被地区性地层界面或地区性隔层隔开的、内部具有相似油气分布特征的、二级沉积旋回中沉积环境和岩石性质相近的若干个砂层组组合而成。

（3）砂层组（复油层）：也称砂岩组或含油气段，指含油气层组内由局部性地层界面或局部性隔层隔开的、由一个或若干个相邻的单层构成，相当于三级沉积旋回。

（4）小层：也称单层、单油层或含油气层，指砂层组内被隔层分隔的、四级沉积旋回中粒度较粗的部分，可包含若干个单层。已发现商业油气流的小层称为单油层，单油层之间隔

❶ 隔层即夹在各含油气层之间、对流体运动起阻挡作用的非渗透岩层。

层分割开的面积大于其连通面积。

由于钻井是自上而下的，所以各含油气单元的编号也是自上而下。如图 10－2 所示，杏树岗油田葡二组自上而下分为 $P\text{Ⅱ}_{1-4}$、$P\text{Ⅱ}_{5-8}$、$P\text{Ⅱ}_{9-11}$ 和 $P\text{Ⅱ}_{12}$ 四个砂层组，$P\text{Ⅱ}_{1}$、$P\text{Ⅱ}_{2}$、$P\text{Ⅱ}_{3}$……$P\text{Ⅱ}_{12}$ 十二个单油层。

二、划分含油气单元的一般程序

(1)见油气显示的，建立一级含油气层系。

(2)获商业油气流的，依据各级地层界面、各级隔层及含油气层在垂向上分布的范围和特点(含油气层的特点包括油气储层类型、油气性质、油气藏类型和压力系统等条件)，进行油气层组、砂层组和单油层的划分。

三、油层划分对比方法概述

油层划分对比又称小层对比，是在油田范围内，在大套地层界、系、统、阶(或组)的对比之后，对区域地层划分对比已确定的含油层系中的油层进行更细的划分对比。无论是对油层非均质性等特性的了解，还是生储盖组合特征的研究，都是在小层对比的基础之上进行的。所以小层对比对于油气田的勘探和有的放矢的制定开发方案具有重要意义。

油层划分对比是地层划分对比工作在油田的延续和深入，二者的不同之处在于：(1)油层划分对比的主要对象是含油气层段，划分对比单元较小，对比的精度更高。(2)开发层系的划分及层间连通情况很大程度取决于油层的隔层条件，所以在划分对比各级油层单元时，要考虑隔层的厚度及其分布范围。

地层		油层					深度 m
组	段	油层组 编号	油层组 厚度 m	砂岩组 编号	砂岩组 厚度 m	小层号	
							940
姚家组	第一段	萨葡夹层	22—26	7—11		7、8、9、10、11	960
姚家组	第一段	葡一组	45—75	1—3_3	24—38	1、2_1、2_2、3_2、3_3	980、1000
青山口组	第三段	葡一组		4—4	7—20	4_1、4_2	1020
青山口组	第三段	葡一组		5—8	14—17	5、6、7、8	1040
青山口组	第三段	葡二组	40—47	1—4	13—15	1、2、3、4	
青山口组	第三段	葡二组		5—8	12—14	5、6、7、8	1060
青山口组	第三段	葡二组		9—11	10—13	9、10、11	1080
青山口组	第三段	葡二组		12	5	12	

图 10－2　杏树岗油田北部葡萄花油层划分(据高瑞祺等，1994)

油(气)层研究主要解决两个问题，即油层的分布状况及油层内部储集物性的变化。油层分布状况包括油田内各个油气层的岩性、厚度变化趋势、空间构造形态、上下层位的连通状况等等。根据油层对比结果编制的小层数据表、油层剖面图等资料是制定及调整开发方案的主要依据，是油气储量计算、划分开发层系(分层注、采)、部署井网、开发过程中分层测试及动态分析的基础资料。

油层划分对比常常依据地球物理测井资料。因为测井曲线可以获得全井身的连续记录，可以反映岩性、物性及其所含的油、气、水等流体的性质。利用测井曲线进行油层对比，首先是将取心井的岩心与电测曲线对比，研究各种岩性和各类、各级沉积旋回或韵律及其中所含流体在电测曲线上的显示，编制典型曲线图版。在搞清岩—电关系的基础上，利用电测曲线特征判别各含油层的岩性和沉积旋回等特点。

四、油层研究中沉积旋回的划分

我国的大型含油气盆地一般都有多旋回发育特点，因此产生多期生油气建造和多套生储盖组合。沉积旋回的成因及利用沉积旋回划分对比油层的原理此不赘述。旋回法划分对比油层应以岩

心资料为基础,从研究单井岩心剖面的岩性及其组合规律入手。根据岩石的粒度、砾石大小、磨圆情况、泥砾分布、砂泥岩组合规律、冲刷面等岩石结构与构造及泥岩颜色、岩石成分(包括所含化石)等岩性特征,初步划分各井的沉积旋回或韵律,进而追踪对比全区沉积旋回或韵律的演变规律。

沉积旋回常常表现出不同的级次,划分单井的沉积旋回首先要根据单层的岩性组合划分最低级次的沉积旋回,再根据低级次沉积旋回的组合特征划分较高级次的沉积旋回。在油气地质研究中,沉积旋回通常分为四级:

(1)四级沉积旋回即包含一个单砂层在内的不同粒度序列岩石的一个组合,分布范围局限于三级构造的部分地区,旋回中粒度较粗的部分相当于小层,其厚度、结构及层理随沉积相带的变化而有所不同。例如,在三角洲砂岩发育部位,单砂层可厚达 20 ~ 30m,以中、细砂岩为主;在三角洲前缘,单砂层可厚 10m 左右,以细砂岩和粉砂岩为主。

(2)三级沉积旋回即同一岩相段内几种不同类型的单层或若干个四级旋回组成的旋回性沉积,分布于三级构造范围内。三级沉积旋回内集中发育的含油砂岩有一定的连通性,相当于砂层组,其上、下泥岩隔层较稳定。

(3)二级沉积旋回即不同的沉积岩相段组成的旋回性沉积,一般都有标志层或辅助标志层控制旋回界线,通常分布于二级构造范围内。二级沉积旋回包含若干砂岩组所组成的几个油层组,它们的油层特征基本相近,是一套可以组成开发单元的油层组合。上、下有适当厚度(10m 左右)的泥岩隔层与相邻油层组完全分隔。

(4)一级沉积旋回通常反映一个完整的水进—水退的沉积过程,包含若干二级沉积旋回,分布范围受盆地内一级构造控制,相当于一个含油层系,由生油层和储油层组合或由储油层和盖油层组合而成。每个含油层系通常都有化石标志层控制界线。

五、油层划分对比的步骤

利用沉积旋回对比油层与地层对比类似,也是从大到小逐级进行。对比是一个反复的过程,即按旋回级次由大到小逐级对比,再由小到大逐级验证。横向上由点(单井)到线(剖面)再由线到面(全区)对比,然后由面到线再由线到点验证,经过反复对比,达到点、线、面一致。随着井孔的增多,对比成果要不断修改和完善。在一个三级构造上,若钻井比较多,应首先挑选沿主要构造轴线的各井进行对比,再适当选择几条垂直构造轴线剖面上的井参加对比,以这些井为骨干剖面,向四周分区对比。以剖面控制分区,分区验证剖面,直到剖面及各分区层位一致,从而掌握油层组、砂层组、单油层的变化规律。

(一)确定标志层,编制标准剖面综合柱状图

与区域地层划分对比类似,油层划分对比也要选择标志层,建立标准剖面编制综合柱状图。根据分布范围、稳定性及特征明显性,标志层通常分为两级:一级标志层岩性及其电性特征明显,在三级构造范围内稳定分布,如黑色泥岩、页岩、石灰岩等;二级标志层(辅助标志层)的岩性、电性特征较突出,在三级构造的局部地区具有相对稳定性。

标准剖面及综合柱状图(图 10 - 3)是在对比中建立起来的。它是整个油田油层划分对比的依据,是新井分层和全区统层的标准。所以标准剖面应该是油层发育好,其岩性、电性在全区有代表性,一般应选择油田钻遇油层最多的井柱剖面,附以相应的测井曲线,其位置应该居中,地层相对齐全,具有较全的岩心录井和测井资料。若一口井的各个油层组及砂岩组不能代表全区,则应在多井挑选有代表性的油层组、砂层组,汇编成油层综合柱状图,随着钻井数量的增加和对比工作的深入,综合柱状图也应不断补充、修改、完善。

地层 组	地层 段	油层组	砂层组	小层	R025 0—30 / SP −35—30	深度 m	颜色	岩性	RLLD 0—20 / RLLS 0—20	层理	含有物	沉积相 微相	沉积相 亚相	沉积相 相	沉积旋回	试油结果
姚家组	姚一段	葡萄花油层	PⅠ	PⅠ$_1$			10					分流河道	三角洲分流平原	三角洲		
				PⅠ$_2$			15、3、14、10					道间				
												分流河道				
				PⅠ$_3$		1470	10、14					道间				
				PⅠ$_4$			14					分流河道				
							14、3					决口河道				
			PⅡ	PⅡ$_1$		1480	8					水下分流间	三角洲前缘			
							14、10					水下分流河道				
				PⅡ$_2$		1490	14、8、15					水下分流间				
							14					席状砂				
							8、14					水下分流间				

图　例

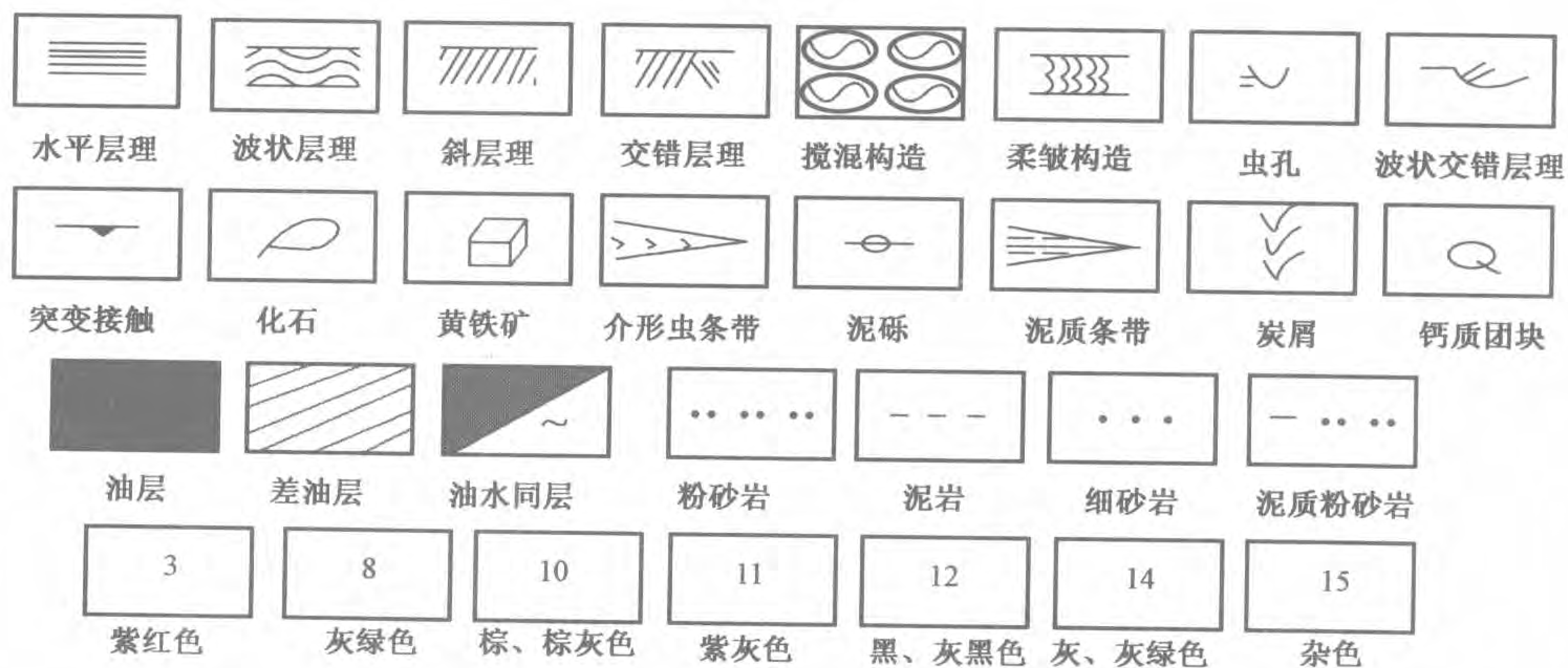


图 10－3　某油田葡萄花油层综合柱状图

（二）编制单井资料图

进行油层对比之前，首先应该把要对比井段（油层部分）的岩性剖面及测井曲线等资料汇编成单井资料图，作为基础资料。

（三）选择对比基线

选择某一标志层或油层的顶面（或底面）作为对比基线。确定水平对比基线后，按一定比例尺将各井的岩性剖面或电测资料图按照平面上的相对位置置于水平对比基线上，再由对比基线自上而下或自下而上逐层对比。

（四）利用标志层划分油层组

通过油层剖面分析，可以掌握油层的岩性、岩相变化、旋回性及其在电测曲线上的反映，在此基础上了解油层组的厚度变化情况，用标志层确定油层组的界线。图 10－4 列举了三口井的岩性剖面及测井曲线，剖面的顶、底都有大段泥岩层，其中顶部灰黑色泥岩和介形虫泥岩为区域地层对比的标志层（① 号标志层）。底部有一层 20～30cm 厚的深灰色介形虫泥岩，该层在三级构造内普遍存在，也是标志层（③ 号标志层）。在剖面中下部有一层灰黑色泥岩，层位稳定，但其邻井电性不稳，所以该层作为辅助标志层（② 号标志层）。该剖面以 ② 号标志层为界可分两个油层组。油层组的划分一般与地层单元一致，可参考区域地层划分对比的方法。

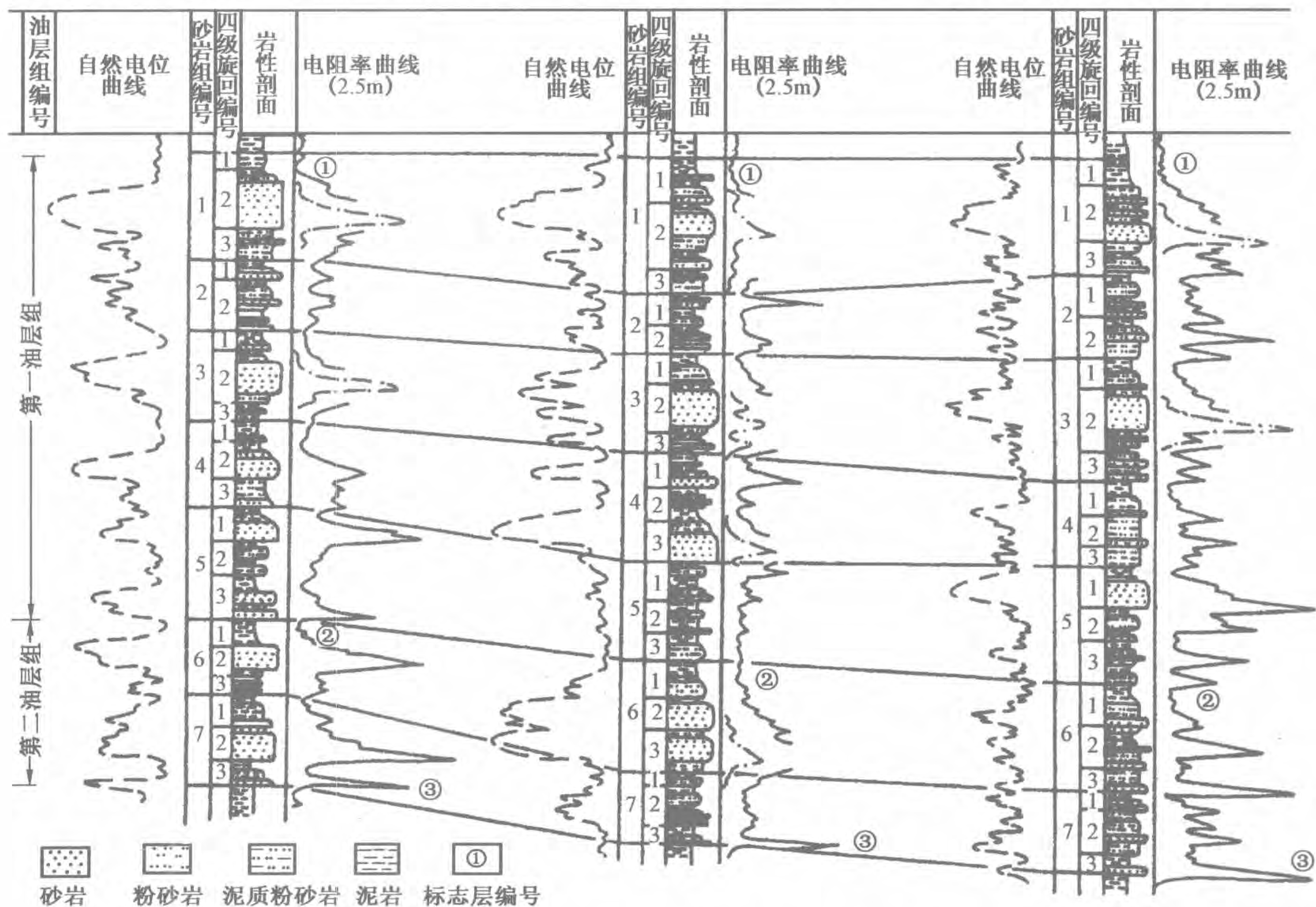


图 10－4　油层组、砂层组对比示意图（据华东石油学院，1977）

（五）利用沉积旋回划分砂层组

在油层组内根据岩性组合特征划分三级沉积旋回，三级旋回内粗粒部分顶部稳定分布的泥岩即为砂层组的分层界线。

（六）利用岩性和厚度划分单油层

四级沉积旋回内的粗粒部分就是单层或单油层。在同一油田范围内，大致同期形成的单油层有相似的岩性及厚度。

（七）连接对比线

以标志层和标准剖面为基础，由略到详将相同层位的油层顶、底界线分别连接起来。

油层对比不仅要确定各油层的层位关系，还要将油层的厚度变化、连通状况表示在对比图上。因此要连井间砂体对比线，以掌握油层分布状况。砂体对比线的连接形式通常如图10－5所示。对比线连接正确与否，直接关系到开发层系的划分。若地层变化快，对比线可能不符合实际情况，必要时可钻加密井验证和修改对比线。

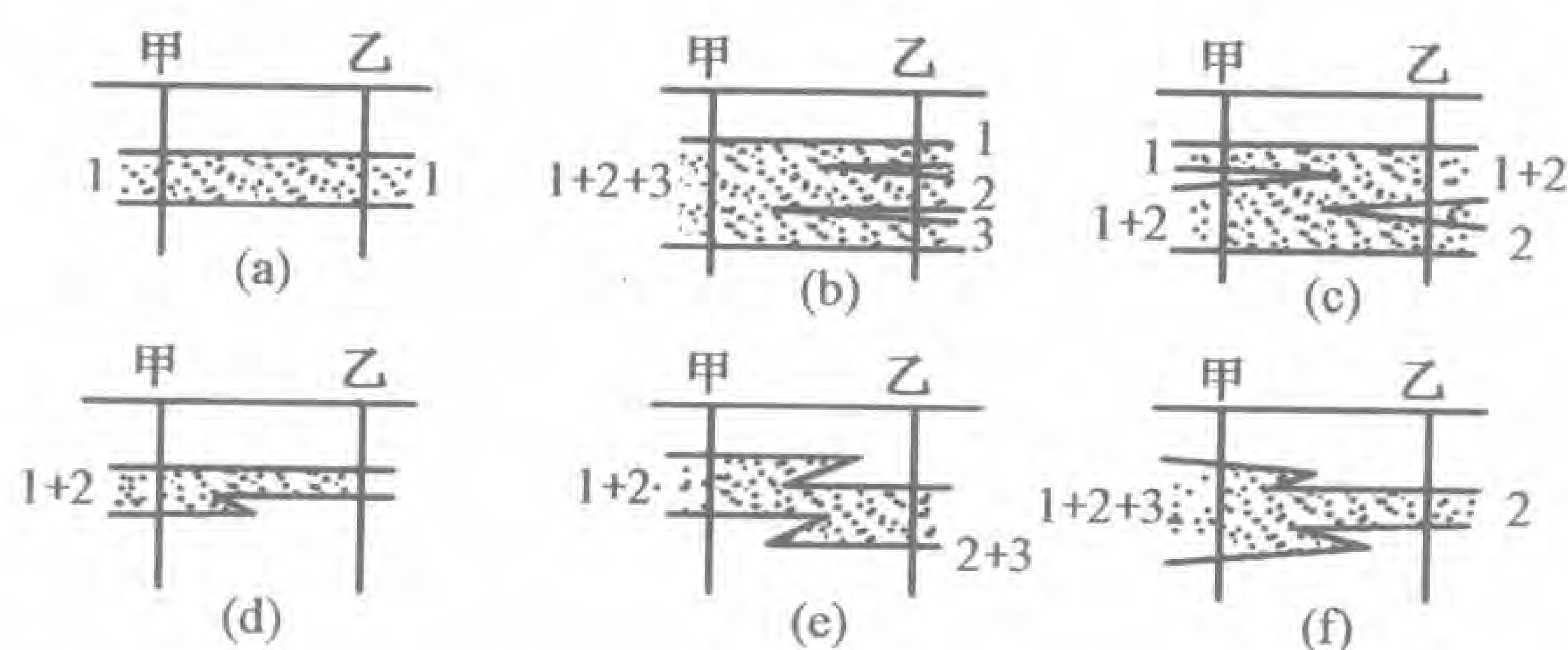


图10－5　砂体对比线连接形式（据华东石油学院，1977）
（a）单层与单层连线；（b）单层与多层连线；
（c）交错层位的连线；（d）单层的单向尖灭连线；
（e）单层间的相互尖灭连线；（f）单层间双尖灭连线

（八）验证和完善划分对比成果

油田投入开发后，要不断地根据动态资料验证和完善划分对比成果。

第十一章　我国地层概述

国际上许多地质问题的解决都有赖于我国的地层研究,因为我国地域辽阔,在漫长的地质时期跨越了不同纬度、不同生物地理区的不同板块,广泛发育了各个地质时期的地层,为地层研究提供了良好的条件。本章运用地层学的基本原理和方法,概述我国各时代的地层及典型剖面,进而推断各地史时期古构造、古气候、古地理的主要特征及主要矿产。

有些岩石地层单位的时代归属尚存不同意见,限于篇幅,本章没有详尽讨论时代争议,而主要采纳较新的研究成果或多数学者的意见,同时在地层柱状图及地层划分对比表中列出了能够说明地层年代的资料,以供读者分析判断。

第一节　前寒武系

一、前寒武系概述

天体化学及同位素地球化学研究表明,包括地球在内的太阳系各成员在4600Ma年前已经形成。地球上现知最老的地质记录距今4000Ma左右,所以距今4000Ma左右可视为地质时期的真正开始。距今542Ma左右(寒武纪开始)地球上首次出现多门类具壳动物群。4600Ma、4000Ma和542Ma三个时间标尺把地球历史划分为三个时期、两大阶段:4600~4000Ma期间的6亿年左右为地球形成的早期阶段(天文演化阶段),通常称为冥古宙,因为无地质记录,冥古宙的演化只能根据月球及太阳系其他行星类比推测。4000Ma以来为地质历史阶段。地质历史阶段以542Ma左右的寒武纪开始为界分为显生宙和前寒武纪。4000Ma至寒武纪开始以前为前寒武纪,曾经称为隐生宙,随着古生物化石的陆续发现,隐生宙一词现已基本不用。前寒武纪包括太古宙和元古宙,其中太古宙分为始太古代、古太古代、中太古代和新太古代,元古宙分为古元古代、中元古代和新元古代(表2-5)。前寒武纪研究对于探索地球的形成与演变、生命的起源与演化及矿产勘探开发都有重要意义,所以“前寒武纪地质学”已发展成为一门独立的地质学科。

在前寒武纪这一漫长的地史时期,地球的各个圈层都经历了重要的演变。生物界经历了化学演化—原核—真核—后生生物等演化阶段,完成了从植物进化出动物的演化过程,这是生物演化史上的一大飞跃。在构造方面,全球各稳定的大陆板块相继形成,在我国境内经过陆核、原地台、地台等不同阶段形成了华北、扬子和塔里木三个重要的古板块。

中国前寒武纪的一个重要特征是具有两分性,习称早前寒武纪和晚前寒武纪。早前寒武纪地层包括太古宇和古元古界,一般为变质基底岩系。晚前寒武纪地层包括中元古界、新元古界,构成基底之上的似盖层或盖层岩系。中元古界、新元古界在地台和大型地块上都形成一些沉积盖层,但是其中生物化石较少,可靠的同位素地质年龄也不易获得,所以前寒武系的“系”只是大区域性的年代地层单位,我国前寒武系划分参见表4-1。

二、我国的太古宇和古元古界

（一）我国的太古宇

在全球范围内，太古宇几乎都遭受不同程度的变质作用。太古宇出露于全球各个大陆板块内部的长期隆升区（地盾）。我国的太古宇主要见于昆仑山—秦岭—大别山一线以北的华北和塔里木地区，其中以华北北部及中部发育最好（图 11－1）。

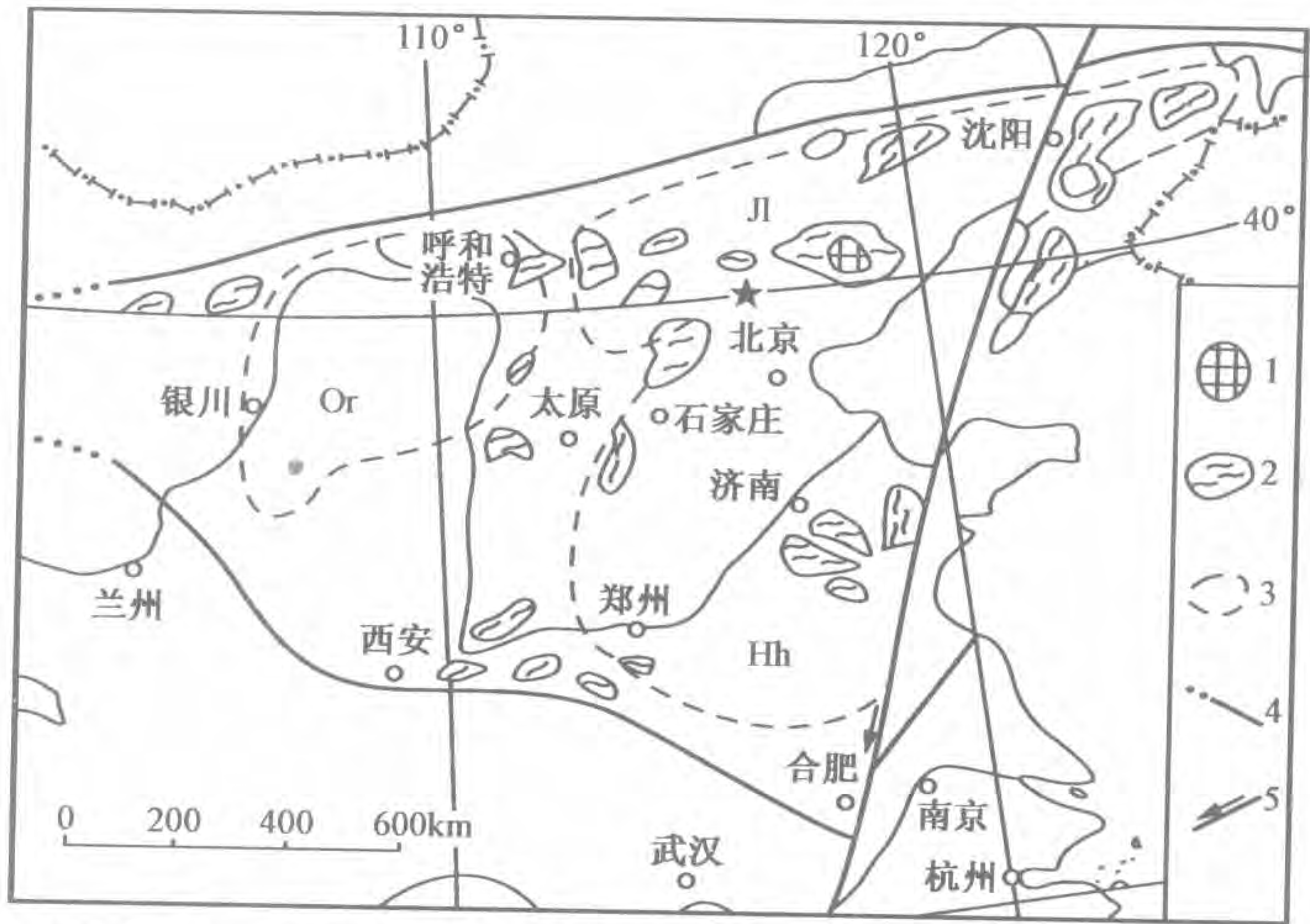


图 11－1 华北地区太古宇分布图（据刘本培、全秋琦，1996）
Or—鄂尔多斯陆核；Jl—冀辽陆核；Hh—河淮陆核；
1—古太古界出露区；2—太古宇出露区及岩层片麻理；3—陆核轮廓；
4—中朝地台界线及推测界线；5—后期平移断裂

始太古界—古太古界年龄大于 3200Ma，在我国见于华北、东北南部等地，构成蓟—辽古陆核[1]，目前已知我国最老的岩石是冀辽地区的石英岩（3800Ma 左右），其次是冀东曹庄岩系、桑干杂岩等，它们均为深变质岩。

中太古界年龄 3200～2800Ma，在阿拉善—华北和塔里木—北山地层大区都有发育，主要有麻粒岩、角闪岩类，以冀东迁西岩群为代表。相当的地层还有内蒙古的集宁岩群、吉林的龙岗岩群、辽南鞍山岩群下部等。

新太古界年龄 2800～2500Ma，在塔里木、华北、扬子区都有分布。新太古界下部以太行山北段的阜平岩群为代表，为一套角闪岩相为主的变质岩，恢复原岩以碎屑岩和碳酸盐岩为主，夹中基性火山岩。相当的地层有内蒙古的乌拉山岩群、山东的泰山岩群和胶东岩群、河南的登封岩群、河北的单塔子岩群、阿拉善地区的迭布斯格群等。新太古界上部以晋北五台群为代表，为一套角闪岩相和绿片岩相为主的变质岩系，其原岩以碎屑岩和火山岩为主，夹碳酸盐岩和铁硅质岩。相当的地层有黑龙江的麻山岩群、冀东的双山子群、甘肃北部的阿拉善群等。

构造运动在太古宙各个代的划分中起了重要作用。强烈的构造运动（曹庄运动、阜平运动等）伴随大规模的岩浆活动和变质作用不仅使上述地层褶皱变质，造成太古宇各界的角度

[1] 一般将含有中太古界和更老地层的构造单元称为陆核，如蓟辽陆核、塔里木地区的塔中陆核、扬子区的川中陆核等。

不整合接触，而且使地壳厚度剧增，地壳进一步固结。至太古宙末期，华北地区结晶基底已初具规模，形成华北板块的雏形——华北陆核。

（二）我国的古元古界

古元古界在我国分布广泛，但已遭受强烈的变形和变质作用。我国的古元古界以山西五台山滹沱系为代表，其时限大致为2500～1800Ma。相当的地层还有辽东的辽河群、榆树砬子群、豫西的嵩山群、晋南的中条群、黑龙江兴东群和东风山群、新疆的那拉提岩群、鄂西的水月寺岩群、闽浙一带的八都群等。

滹沱系不整合于五台群之上，自下而上分为豆村亚群、东冶亚群和郭家寨亚群，它们之间均为不整合接触。滹沱系为一套中—低级变质岩，原岩以碎屑岩为主，中、上部过渡为含叠层石的镁质碳酸盐岩，夹基性—酸性火山岩，总厚近万米。滹沱纪岩浆作用减少，地壳活动性明显减弱。

古元古代后期发生了强烈的地壳运动——吕梁运动。吕梁运动有两幕：Ⅰ幕（主幕）发生在1850Ma左右，它使古元古代后期的主体地层（如豆村亚群、东冶亚群）遭受褶皱、区域变质和广泛的岩浆侵入。吕梁运动Ⅰ幕后形成的郭家寨亚群及与其相当地层实际上已是山前和山间盆地的磨拉石堆积。大约在1750Ma左右发生了吕梁运动Ⅱ幕，使上述磨拉石沉积褶皱隆起并变质，上覆的中元古界或更新的地层已属似盖层或盖层性质的沉积。

吕梁运动是一次极为重要的地质事件，对华北地区的岩石圈构造发展意义重大，它把古元古代初期分裂的陆核重新“焊接”起来，从而扩大了硅铝质陆壳的范围，增加了地壳的厚度，提高了稳定程度，形成了华北板块的原型——原地台。从此，华北地区进入了一个相对稳定发展的新阶段，华北稳定的大陆板块基本定型。

三、我国的中、新元古界

我国中元古界自下而上分为长城系和蓟县系。新元古界曾经分为青白口和震旦两个系，目前为三分，自下而上为青白口系、南华系和震旦系（表4－1）。

天津蓟县地区中、新元古界属稳定类型沉积，研究详细，该区集地学研究和自然景观于一体，1984年被国务院批准为国家级地质自然保护区。

长城系、蓟县系和青白口系的标准剖面位于天津市蓟县城北常州沟村至景儿峪村，该剖面总厚近万米，根据沉积特征、接触关系、叠层石和微古植物化石组合特征及同位素年龄，分为12个组。

（一）长城系

长城系为中元古界下部的一个系，包括5个组（表11－1），常州沟组、串岭沟组和团山子组构成一个沉积旋回。常州沟组角度不整合于太古宇之上，底部为一套分选较差、成熟度较低的含长石砂、砾岩，发育交错层理及波痕，为河流相沉积，向上渐变为分选较好、成分较纯的滨海相砂岩。串岭沟组为灰绿色至暗灰色页岩，为潮下至浅海环境沉积。团山子组为砂泥质白云岩，内含叠层石，具干裂、波痕、石盐假晶等暴露标志，为滨海沉积。大红峪组和高于庄组为滨浅海沉积，其分布范围扩大，形成明显超覆。

表 11－1　华北地区蓟县中、新元古界简表（据翟光明等，1996，稍有改动）

地层划分			厚度 m	年龄 Ma	岩性、构造及古生物主要特征	含油情况	沉积旋回
界	系	组					
古生界	寒武系	府君山组（$Є_1f$）			豹皮灰岩，含三叶虫		
新元古界 Pt_3	青白口系（Qb）	景儿峪组（Qbj）	114	800	----------------------蓟县运动 薄层状灰绿色、紫红色泥质灰岩，含片藻		Ⅶ
		龙山组[①]（Qbl）	118		下部石英砂岩，具交错层理；上部杂色页岩，具水平层理。含粗面球形藻		
		下马岭组（Qbx）	117	900	上部黄绿色页岩夹砂岩；下部深灰色粉砂岩、粉砂质页岩夹砂岩，含黄铁矿；底部有含铁砂岩和不稳定砾岩，含粗面球形藻		Ⅵ
中元古界 Pt_2	蓟县系（Jx）	铁岭组（Jxt）	325	1000	中、上部灰色中厚层白云岩夹白云质灰岩；下部砂质白云岩，夹紫红、灰绿色页岩		Ⅴ
		洪水庄组（Jxh）	131	1180	上部灰黑色页岩夹砂岩；下部泥质白云岩夹灰绿色页岩，具水平层理，含细分散状黄铁矿		
		雾迷山组（Jxw）	3416	1220	深灰色巨厚—厚层状白云岩、燧石条带白云岩，夹沥青质白云岩、叠层石白云岩。含假裸枝叠层石、锥叠层石、贝加尔叠层石	工业油层	Ⅳ
		杨庄组（Jxy）	773	1400	上部灰白色白云岩夹紫红色泥质白云岩；下部紫红色泥质白云岩；底部有含砾砂岩、砾岩和燧石角砾岩，具水平层理		
	长城系（Chc）	高于庄组（Chg）	1543	1500	中、上部浅灰色中层状白云岩，水平层理；下部内碎屑白云岩、长石石英砂岩；底部有 10cm 含砾粗砂岩、喀什叠层石	工业油层	Ⅲ
		大红峪组（Chd）	408	1650	上部白云岩，水平层理，含喀什叠层石；中部火山岩；下部石英砂岩，具水平层理、交错层理		Ⅱ
		团山子组（Cht）	522	1700	上部砖红色砂泥质白云岩，有泥裂、石盐假晶；中、下部灰色百云岩；下部夹黑色页岩，含黄铁矿，具水平层理，含格鲁纳叠层石		Ⅰ
		串岭沟组（Chch）	1167	1750	上部黑色页岩夹泥质白云岩；下部灰绿色粉砂质页岩夹细砂岩，具水平层理，含黄铁矿及炭质残片，含光球藻和格鲁纳叠层石		
		常州沟组（Chc）	859	1800	上部厚层石英砂岩为主，具水平层理；下部紫红色含砾长石石英砂岩夹砾岩，交错层理发育		
太古宇—古元古界 AR—Pt_1				1850	----------------------中条运动 片麻岩、片岩、斜长角闪岩、变粒岩、混合花岗岩、混合岩	工业油层	

① 龙山组在《中国地层典 新元古界》中更名为骆驼岭组。

（二）蓟县系

蓟县系为中元古界上部的一个系，自下而上分为杨庄组、雾迷山组、洪水庄组、铁岭组四个组（表 11 - 1），构成两个沉积旋回。下部旋回由杨庄组和雾迷山组构成。杨庄组为红色泥质白云岩，含石盐假晶，为滨浅海及潟湖沉积。雾迷山组为硅质白云岩，厚度巨大，叠层石发育，为滨浅海沉积。上部旋回由洪水庄组和铁岭组构成，洪水庄组为黑色碳质页岩，含黄铁矿，厚度小，水平层理发育，为静水滞流沉积。铁岭组为白云岩及白云质灰岩，叠层石发育，属潮间带沉积。

蓟县地区整个中元古界沉积厚度巨大，主要由碎屑岩、碳酸盐岩组成，含微古植物化石及叠层石，夹中、基性火山岩，未变质，为稳定板块发展早期阶段的裂陷槽沉积，与典型的盖层沉积有一定的差别，因此也称为似盖层。铁岭组沉积后，华北大陆板块海域整体抬升为陆地，在湿热气候条件下发育了富铁风化壳，局部可见微型喀斯特地貌和古土壤。这次抬升大约发生于中元古代末期（1000Ma），称为芹峪抬升。

南方中元古界属活动类型沉积，以桂北的四堡群为代表，厚 3500 ~ 10000m，主要是海相碎屑岩，夹碳酸盐岩和基性火山岩，中、低级变质。

我国的中元古界还有阿拉善的渣尔泰群和巴音西别群、新疆的扬吉布拉克群和爱尔基干群、中祁连山的党河群和托莱南山群、湖北的神农架群等。

（三）青白口系

青白口系属于新元古界下部，其时限为 1000 ~ 800Ma。青白口系厚度小（300 ~ 700m），主要为碎屑岩，向上出现泥质碳酸盐岩，无火山物质，未变质，含微古植物化石，属真正的稳定盖层沉积。青白口系自下而上分为下马岭、龙山和景儿峪三个组（表 11 - 1），下马岭组页岩分布局限。龙山组为超覆于下伏不同层位之上的含海绿石石英砂岩。景儿峪组为薄板状泥灰岩及灰岩，属浅海沉积。景儿峪组与上覆寒武系平行不整合接触，说明景儿峪组沉积后本区（华北地区主体）地壳上升成为古陆剥蚀区。

南方新元古界下部以湘黔地区的板溪群为代表，厚 3500 ~ 10000m，属过渡型沉积，主要为碎屑岩和凝灰岩，含微古植物化石，轻微变质。相当的地层有阿拉善的乌兰哈夏群、湖北的马槽圆群、新疆的库什台群、中祁连山的龚岔群等。

（四）南华系

南华系位于新元古界中部，介于青白口系和震旦系之间（表 9 - 1），相当于我国南方原震旦系的下统、国际地层表中的“Cryogenian（成冰系）”，在我国主要见于华南、西北及东南各地。根据冰川事件等特征，我国南华系可分为以峡东区和新疆库鲁克塔格区为代表的华南型和西北型“岩石—冰川事件地层标准层序”。将寒冷气候作为建立这一系级地层单位的原则，已在同行中达成共识。我国南华系下统分为莲沱组（冰前期沉积）和古城组（下亚冰期沉积），上统分为大塘坡组（间冰期沉积）和南沱组（上亚冰期沉积）。我国南华纪冰期与国外相当冰期对比及南华系的古生物化石组合和界线年龄见表 9 - 1。

华南扬子地台南华系以碎屑岩和冰川及冷水沉积为特征。其中，鄂西地区南华纪的冰川地质事件记录完整，研究历史悠久，为南华系莲沱组、古城组、南沱组的层型剖面所在地。大塘坡组的命名地在黔东北。莲沱组为冰前期河流相沉积的含凝灰质的碎屑岩。古城组为大陆冰川堆积。大塘坡组为碳质页岩，属间冰期沉积。南沱组为分布广泛的大陆冰川堆积。

（五）震旦系

震旦系属于新元古界上部。1924年，李四光在长江三峡东部建立了震旦系剖面。20世纪80年代以前，我国曾将峡东震旦系剖面与北方蓟县剖面对比为同一层位，后来的研究表明，二者并非同一层位。1999年12月，第二届全国地层委员会晚前寒武纪工作组又将原震旦系下统改称南华系，现称的震旦系即原震旦系的上统，为南华系—寒武系梅树村阶之下的新元古代地层（图9-5），相当于国际地层表中的“Ediacaran（埃迪卡拉系）”。

震旦纪地球上所有的大型稳定板块都已形成，板块上具有特殊的生物组合和沉积类型。从生物演化来看，裸露动物群代表了地球上高等后生动物的出现，板块内部的沉积均为稳定类型的盖层。因此，震旦纪接近于古生代，但总体来看，其化石的分布和保存程度不够好，不足以根据生物化石建阶、分带，与寒武纪有重要区别。所以，一般认为震旦纪处于从元古宙到古生代的过渡阶段。

震旦系层型剖面位于湖北宜昌西陵峡区。西陵峡区黄陵背斜东翼震旦系厚度较大，露头好，各岩石组、段界线明显，生物地层和同位素测年资料较多，该剖面震旦系下统为陡山沱组，上统为灯影组。宜昌三斗坪田家园子剖面为震旦系下统的层型剖面，宜昌南沱至石牌村沿江剖面为震旦系上统的层型剖面。

震旦系下统陡山沱组位于南华系南沱冰碛岩之上（图9-5），为碳酸盐岩、磷酸盐岩和黑色页岩，含藻类及少量海绵动物等化石。

震旦系上统灯影组主要是灰及灰白色碳酸盐岩，含埃迪卡拉生物群❶化石，灯影组顶部天柱山段含大量小壳动物化石，已属下寒武统，因此灯影组是一个跨系的岩石地层单位。

华北板块主体青白口系沉积后地壳上升成为古陆，遭受长期的风化剥蚀，使华北地区主体缺失新元古界上部，这次抬升称为蓟县运动。在华北地区，震旦系仅见于板块东缘辽南、胶东、苏北、淮南和南缘的豫西及西缘贺兰山等地。华北地台西南缘、柴达木地块北缘、塔里木地台北部和天山地区见有罗圈冰碛岩，其时代属于震旦纪，层位不同于扬子板块南华系的南沱冰碛岩。

四、前寒武系矿产

我国前寒武系的矿产丰富，主要有石油、天然气、铁、金等。

石油与天然气：太古宇和古元古界构成渤海湾盆地、鄂尔多斯盆地和塔里木盆地的基底，在辽河、济阳、冀中等坳陷中，变质基底顶部的风化壳中发育油藏。例如，辽河坳陷曙光油田和欢喜岭油田太古宇和元古宇古潜山产油；冀中坳陷任丘油田中元古界雾迷山组碳酸盐岩古潜山获高产油流；震旦系灯影组为四川盆地威远气田的重要产气层。

铁矿：如鞍山群、迁西群及五台群的磁铁石英岩为鞍钢、首钢等钢铁基地提供了丰富的铁矿资源。

金矿：常常以含金石英脉产出。

此外，前寒武系还有磷、铬、铂、钒、铜、铀、铅、锌、镍、锰、水晶、石棉、金刚石、石墨、滑石等矿产资源。

---

❶ 埃迪卡拉（Ediacara）生物群包括腔肠动物、环节动物、节肢动物及一些分类位置不明的生物，最早发现于澳大利亚南部埃迪卡拉山，故名埃迪卡拉生物群。

第二节 古 生 界

一、古生界概述

古生代距今542Ma左右至251Ma左右。根据古生物、古构造、古地理特征,古生代通常分为早古生代和晚古生代。

早古生代距今542Ma左右至416Ma左右,包括寒武纪、奥陶纪和志留纪,属于加里东构造阶段。寒武纪和志留纪都分为四个世,奥陶纪分为三个世。从早古生代开始,地质历史进入一个崭新的发展阶段。

晚古生代距今从416Ma左右至251Ma左右,包括泥盆纪、石炭纪和二叠纪。泥盆纪和二叠纪都分三个世,石炭纪分为早、晚两个世。由于早古生代后期加里东运动的影响,晚古生代有机界和无机界较早古生代均有很大发展。

(一)古生物

早古生代是海生无脊椎动物大发展的时代。寒武纪初,小壳动物群繁盛。小壳动物群是由一些小型具壳无脊椎动物组成的,包括软舌螺、腹足类、单板类、腕足类、海绵类及一些分类位置不明的种类,个体小,一般要借助显微镜观察,也称前三叶虫化石群,含小壳动物群的地层称前三叶虫化石带。小壳动物群繁盛于寒武纪初期,是划分寒武系底界的重要标志。继小壳动物群之后出现的澄江动物群是20世纪80年代我国学者(张文堂,1987;陈均远,1989)首次发现于云南澄江及晋宁地区筇竹寺阶 *Eoredlichia* 化石带中的无壳和有壳生物化石混生带,包括三叶虫、水母、蠕虫类、腕足类、甲壳纲及分类位置不明的节肢动物、鱼形动物及藻类等,它是寒武纪初期生物大暴发的典型代表。早古生代,各种后生动物迅速发展,几乎所有的海生无脊椎动物门类都已出现,其中三叶虫、笔石、腕足类、头足类、珊瑚等极为繁盛并大量保存为化石。从寒武纪起,人们可以根据生物演化阶段划分对比年代地层单位。寒武纪生物成岩作用较普遍,除藻礁外,开始出现动物礁,如早寒武世的古杯礁、晚奥陶世及志留纪的珊瑚礁和某些苔藓动物礁。寒武纪有明显的生物分区现象(王鸿祯等,1990),全球可分为亚澳太平洋区(东方)和欧美大西洋区(西方)及二者间的过渡区(混生区)。

晚古生代是海生无脊椎动物、脊椎动物和陆生植物并行发展的时代。陆生植物开始繁盛,早泥盆世的植物与志留纪晚期相似,以陆生裸蕨为主,裸蕨尚无真正的根、茎、叶分化,只能适应滨海沼泽暖湿低地,所以在晚泥盆世就绝灭了。早泥盆世晚期至中泥盆世,原始的节蕨类、石松类、真蕨类始现,并出现小规模森林。石炭纪陆生植物进一步发展,主要有石松、节蕨、真蕨、种子蕨和科达等,地球上首次出现了大规模森林,因此石炭纪成为全球地史上第一个重要成煤期。由于古地理和古气候分异,出现了明显的植物地理分区。包括中国大部、日本、印尼的苏门答腊、中亚、欧洲及北美东部为热带植物区,其特征是树干不显年轮,高大的石松、节蕨和科达类大量繁盛,树高林密、枝叶繁茂,形成热带森林,其中鳞木类可高达30~40m,直径达2m。北亚、我国新疆准噶尔盆地及东北北部为安加拉植物区以草本真蕨和种子蕨为主,木本植物具明显年轮,其代表有匙叶等,反映北部温带气候。冈瓦纳大陆发育以舌羊齿为代表的植物群,特征是植物种类单调,反映南半球中、高纬度较寒冷的

气候。早二叠世与石炭纪的植物面貌相似，但热带植物区已分为华夏与欧美两个植物区。华夏植物区主要包括东亚、东南亚，以大羽羊齿和单网羊齿大量发育为特征。二叠纪晚期，裸子植物开始占主导地位，松、柏和苏铁类十分繁盛，显示出植物界的重大变革，预示着中生代的来临。动物界海生无脊椎动物较早古生代发生了重要变革，笔石几乎灭绝，三叶虫大量减少。珊瑚、腕足类和蜓类占据重要位置。脊椎动物如鱼类、两栖类及原始爬行类逐渐兴起，泥盆纪鱼类特别繁盛，故称“鱼类时代”。晚古生代末期发生重要的生物绝灭事件，见表8-1。

（二）古构造

华北板块主体青白口系沉积后隆升，直到早寒武世晚期才下降接受沉积，中奥陶统沉积后又隆升，一直持续到晚古生代。华南地区由扬子板块和华夏板块组成，两板块间为华南裂谷盆地。扬子板块加里东运动后期主体上升，仅在川滇一带形成狭窄海湾。扬子板块东南缘与华夏板块西北缘虽然特征不同，但都属被动大陆边缘类型，二者之间的华南裂谷盆地在加里东早期活动性较强，而在加里东中晚期经历了盆地消亡及造山作用，形成华南加里东褶皱带。中国其他地区为相对独立的板块和微板块。

晚古生代大规模的构造运动导致一系列板块（劳俄、西伯利亚、哈萨克斯坦、非洲等板块）缝合，诸多古大洋消失。到古生代末期，全球范围的联合古陆——潘加亚泛大陆（Pangaea）基本形成。

（三）古地理

中国早古生代的古地理格局是震旦纪的继承和发展。华北板块、扬子板块主体部分和塔里木板块的北缘以稳定海相碳酸盐沉积为主。板块的大陆边缘为活动沉积类型，在陆棚边缘及斜坡部位为碳质、硅质和薄层碳酸盐沉积，含浮游三叶虫，深海部分常为火山岩、泥砂质复理石沉积。

自晚古生代开始，我国南方华南板块持续的海侵使海域扩大，至二叠纪覆盖了华南绝大部分地区，板块周缘的金沙江、南秦岭洋也陆续形成。我国北方柴达木板块与华北板块碰撞形成统一的华北大陆，华北地区中奥陶统沉积后的地壳上升，持续到晚石炭世才下降接受沉积。晚石炭世至早二叠世极地大冰盖几乎覆盖整个冈瓦纳大陆。随着极地冰盖的消失，海平面升降频繁。

二、我国的寒武系

寒武系年龄为542Ma左右至488.3Ma左右。寒武系传统划分为下、中、上三统，虽然三统的划分方案自寒武系建系一百多年来一直沿用，但是三统的界线不便于全球对比，下统的时间也过长。2008年，第33届国际地质大会公布的最新国际地层表采用了我国学者提出的寒武系分为4个统和10个阶的划分方案，改变了传统方案，其中的“金钉子”芙蓉统及其最下面的阶——排碧阶和第三统最上面的阶——古丈阶都是在我国确立的（表2-5）。我国寒武系分布广泛，有活动类型沉积，也有稳定类型沉积。彭善池（2008）根据华南湘西古丈县罗依溪剖面、湘西花垣县排碧剖面等将寒武系分为4个统10个阶（表11-2），第一统（纽芬兰统）和第二统以521Ma（三叶虫首现）为界；第二统和第三统以510Ma（*Oryctocephalus indicus* 首现）为界；第三统和第四统（芙蓉统）以499Ma（*Glyptagnostus reticulates* 首现）为界。

表 11－2　中国南方寒武系年代地层划分方案（据彭善池，2008，稍有改动）

国际标准（统）	国际标准（阶）	统	阶	所包含的生物地层单位	测年值，Ma
				Iapetognathus fluctivagus 的FAD	488
芙蓉统	第十阶	芙蓉统	牛车河阶	*Leiostegium constrictum*–*Shenjiawania brevica* 带 *Mictosaukia striata*–*Fatocephalus* 带 *Achaeuloma taovuanense*–*Leiagnostus* cf.*bexelli* 带 *Lotagnostus americamus*–*Hedinaspis regalis* 带	
				L.americanus 的FAD	
芙蓉统	第九阶	芙蓉统	桃源阶	*Probinacunaspis nasalis*–*Peichiashania hunanensis* 带 *Eolotagnostus decorus*–*Kaolishaniella* 带 *Rhaptagnostus ciliensis*–*Onchonotelius* cf.*kuruktagnensis* 带 *Agnostotes orientalis*–*Irvingella angustilimbata* 带	
				A.orientalis 的FAD	
芙蓉统	排碧阶	芙蓉统	排碧阶	*Corynexochus plumula*–*Sinoproceratopyge* cf.*kiangshanensis* 带 *Agnostus inexpextans*–*Proceratopyge protracta* 带 *Glyptagnostus reticulatus* 带	
				G.reticulatus 的FAD	499
第三统	古丈阶	武陵统	古丈阶	*Glyptagnostus stolidotus* 带 *Linguagnostus reconditus* 带 *Proagnostus bulbus* 带 *Lejopyge laevigata* 带	
				L.laevigata 的FAD	
第三统	鼓山阶	武陵统	王村阶	*Lejopyge armata* 带 *Goniagnostus nathorsti* 带 *Ptychagnostus punctuosus* 带	
				P.punctuosus 的FAD	
第三统	第五阶	武陵统	台江阶	*Ptychagnostus atavus* 带 (*Ptychagnostus gibbus*)带 *Oryctocephalus indicus* 带	
				O.indicus 的FAD	510
第二统	第四阶	黔东统	都匀阶	*Bathynotus* 带 *Protoryctocephalus* 带 *Arthricocephalites*–*Changaspis* 带 *Arthricocephalus* 带	
				A.duyunensis 的FAD	
第二统	第三阶	黔东统	南皋阶	*Sichuanolenus*–*Chengkouia* 带 *Hupediscus*–*Sinodiscus* 带	
				三叶虫的FAD	521
纽芬兰统	第二阶	滇东统	梅树村阶	*Sinosachites*–*Lapworthella* 带 *Paragloborilus*–*Siphogonuchites* 带	
				P.subglobusus 的FAD	
纽芬兰统	幸运阶	滇东统	晋宁阶	*Annabanites*–*Circotheca* 带 （未 建 带）	
				*Tricophycus pedum*的FAD	542

注：加阴影的化石为国际寒武系分会表决通过的首选关键物种；加阴影的统、阶为全球单位。

我国寒武系的传统划分自下而上为：下寒武统的梅树村、筇竹寺、沧浪铺和龙王庙 4 个阶，层型剖面在滇东；中寒武统的毛庄阶、徐庄阶和张夏阶 3 个阶；上寒武统的崮山阶、长山阶和凤山阶 3 个阶，中、上寒武统的层型剖面在华北。这 10 个阶都由岩石地层单位转化而来，有人建议使用斜坡相寒武系重新建的阶，但是我国寒武系广泛发育地台型沉积，而且原来的阶已经习用，改变阶名难度较大，新、旧两套年代地层单位的精确对比尚待完善，下面暂按传统划分介绍。

（一）华南地区寒武系

华南地区寒武系典型剖面有滇东晋宁梅树村、湖北宜昌三峡等等。滇东晋宁梅树村剖面研究程度较高，为前寒武系—寒武系界限层型的候选剖面。该剖面自下而上包括下寒武统的梅树村组、筇竹寺组、沧浪铺组和龙王庙组，中寒武统的陡坡寺组和双龙潭组。梅树村组与下伏震旦系连续沉积。梅树村组发育磷块岩，其内小壳动物化石富集成生物碎屑层，发育波状、鱼骨状交错层理，顶部白云岩中见鸟眼构造，反映滨海潮间—潮下带沉积。筇竹寺组下部为黑色粉砂及泥质沉积，反映水流不畅的弱氧化至还原环境，可能为潮下低能海湾；中、上部以泥砂沉积为主，含有三叶虫及澄江动物群等生物化石，环境已趋于正常浅海。沧浪铺组以砂、页岩为主，发育浪成波痕和交错层理，为滨海沉积。龙王庙组的白云岩为咸化海沉积。中寒武统的陡坡寺组和双龙潭组为浅海砂泥、碳酸盐沉积。陡坡寺组含褶颊虫类，属毛庄期沉积；双龙潭组含沟颊虫类，属徐庄期沉积。双龙潭组与上覆志留系平行不整合接触，缺失上寒武统，说明中寒武统双龙潭组沉积后滇东地区上升为陆地。

湖北宜昌三峡剖面寒武系发育完整。下统自下而上分为四组：水井沱组、石牌组、天河板组和石龙洞组。水井沱组为黑色碳质页岩夹薄层灰岩，含磷、稀有元素及黄铁矿，化石以浮游的盘虫类为主，推测为滞流还原环境。石牌组和天河板组为正常浅海的砂、泥质和碳酸盐沉积，含较多底栖的古杯类。石龙洞组为厚层白云岩。中统覃家庙组由薄—中层白云岩组成，波痕、交错层理、泥裂、石盐假晶发育。上统三游洞组为厚层白云岩，其顶部归属奥陶系。从石龙洞组至中、上寒武统均为干旱的咸化海沉积。

寒武纪，扬子区为稳定的陆棚海，地势西北高东南低。早寒武世，梅树村期在晚震旦世灯影期基础上发展形成碳酸盐缓坡；筇竹寺期和沧浪铺期则以陆源碎屑沉积为主，西北康滇古陆边缘的滇东、川西一带发育砂砾岩、粉砂岩、白云质灰岩，向东陆源碎屑颗粒逐渐变细，至桂西、黔东及鄂中等地陆源碎屑减少，碳酸盐岩增多，此时物源区为西部的康滇古陆；龙王庙期仅在古陆东缘的川西南—滇中地区含陆源碎屑，而在川、滇、黔、桂、鄂为大范围的潮下低能碳酸盐沉积。自中寒武世起，扬子区西部古陆不断扩大，形成纵贯西部边缘的康滇古陆，古地理由早期的缓坡发展成碳酸盐台地。由于西部古陆和东南部水下隆起影响，形成半封闭海盆，加之气候干热，海水盐度增高，发育化石稀少的白云岩，在川西南、滇东北等地还有膏盐沉积。

（二）华北地区寒武系

华北地区主体缺失早寒武世早期沉积，早寒武世晚期沉积不整合于青白口系之上，说明新元古界青白口系沉积后华北地区抬升遭受风化剥蚀，直至早寒武世后期才开始海侵接受沉积。寒武纪华北地区为稳定的陆表海碳酸盐沉积。山东张夏剖面是华北地区中、上寒武统标准剖面。该剖面总厚510m，化石丰富，岩相、厚度稳定，自下而上分为馒头组、毛庄组、徐庄组、张夏组、崮山组、长山组和凤山组。底部下寒武统馒头组为紫红色钙质页岩夹泥质灰岩，发育泥裂、雨痕、石盐假晶、波痕和鱼骨状交错层理等沉积构造，属干热气候条件下的滨浅海沉积，内含三叶虫化石 *Redlichia chinensis*，相当于滇东龙王庙阶（即早寒武世晚期沉积），该组角度不整合于太古宇泰山群之上，说明下寒武统中、下部在本区缺失。中寒武统毛庄组、徐庄组均以紫色泥岩为主，自下向上碳酸盐岩含量增高，以滨、浅海沉积为主，毛庄组含褶颊虫类。中统上部张夏组以鲕粒灰岩为主，含德氏虫等三叶虫化石，化石破碎，

鲕粒灰岩中波痕、交错层理发育，反映潮下高能环境。上统崮山组、长山组和凤山组主要为石灰岩、泥质灰岩和竹叶状灰岩，含蝙蝠虫和蝴蝶虫等三叶虫化石。竹叶状灰岩属同生砾岩，由成岩过程中半固结的石灰岩遭受浪潮冲击，破碎、磨圆、再沉积而成，具有风暴作用特点。

在淮南、豫西、陕北陇县和宁县贺兰山等地有一套滨、浅海碎屑岩及含磷砂页岩和含 *Palaeolenus* 化石的白云质灰岩，称猴家山组或辛集组，相当于沧浪铺晚期沉积。猴家山组及其相当的地层分布局限。馒头组的分布范围由东向西逐渐扩大到太行山、中条山一线和鄂尔多斯、阿拉善西缘及南缘，说明华北地区早寒武世的古地理特点是西北高、东南低。沧浪铺期水体开始向华北侵入，首先在低洼地区形成猴家山组等沉积；龙王庙期水体范围扩大，在张夏等地沉积了馒头组。

中寒武世，毛庄期、徐庄期海侵向西延伸到吕梁山，西部贺兰山一带的海水也向东扩大到鄂尔多斯中部，华北古陆进一步缩小。张夏期海侵显著扩大，除陕北和内蒙古东胜地区仍为古陆外，华北地区广泛发育了稳定的浅海碳酸盐沉积。

晚寒武世，华北板块的古地理格局发生了显著变化，南部淮南、豫西和晋南一带开始上升，海水变浅，形成以白云岩为主的滨海潮上带沉积——三山子组，三山子组的层位由南向北升高（图 2 - 17）。北部燕辽地区相对下降，为滨、浅海灰岩沉积。此时地形南高北低，与早、中寒武世的地势特点不同。

华北板块南部寒武纪是主动大陆边缘，展布于商丹缝合线以北，沿陕西商南—丹凤一带发育蛇绿岩套及丹凤群的岛弧火山岩，河南西峡—南召一带发育二郎坪群的弧后火山岩，向西到甘肃天水一带也发育类似的含火山岩地层（李子园群），其时代为寒武纪—早志留世，证明当时秦岭洋向北俯冲，在华北板块南缘形成了活动大陆边缘。

华北板块北部大陆边缘的性质还在研究之中。古老基底的内蒙古地轴中已报道有年龄值在 850 ~ 600Ma 左右的蛇绿岩套及小壳动物群化石，推测寒武纪在地台北缘白云鄂博一带处于稳定大陆边缘状态，逐渐向活动型过渡。

板块西南侧与柴达木古陆之间为古祁连洋，早寒武世未接受沉积，中寒武世起祁连山南北坡都张裂成裂陷海槽。北祁连海槽发育较深，含放射虫硅质岩、中基性火山岩及砂泥质复理石。

（三）其他地区

寒武纪，塔里木板块内部为稳定类型沉积，以北部柯坪地区为代表。柯坪剖面沉积厚度为 500 ~ 600m，主要为泥质、粉砂质、硅质、镁质碳酸盐沉积，底部含磷结核，中、下部产三叶虫 *Redlichia*。柯坪地区寒武系的岩性和化石与扬子区相似，推测寒武纪塔里木板块与扬子板块关系密切，即使不是连在一起，也相隔不远。

塔里木板块北部大陆边缘属于被动大陆边缘类型。板块西南大陆边缘的昆仑海槽研究程度较低。西昆仑寒武系为化石稀少、厚度巨大的砂、泥质碳酸盐沉积，西昆仑与喀喇昆仑间有新元古代以来的蛇绿岩，代表原特提斯洋的消减带。

古亚洲洋以艾比湖—居延海—西拉木伦河地缝合线为代表，共分为三部分，主体为天山—西拉木伦洋，南侧为华北板块和塔里木板块北部大陆边缘，北侧为西伯利亚板块南部边缘，准噶尔为哈萨克斯坦板块的一部分，松辽是古亚洲洋中的中间陆块。

兴蒙、东北地区寒武系特征与华北、塔里木板块有明显差异。在黑龙江伊春地区，下寒武统为厚度300m以上的碳质、泥砂质和碳酸盐沉积，含库廷虫、原叶尔伯虫（在西伯利亚常见）等三叶虫化石。大兴安岭下寒武统中也有西伯利亚的古杯类。这一地区属西伯利亚生物大区，与华北、华南生物特征明显不同。

天山—西拉木伦寒武纪为大洋环境。在内蒙古中部的温都尔庙群是温都尔庙蛇绿岩套的组成部分，代表典型的洋壳。在大洋南、北两侧的生物、沉积特征相差较大，也证明此时有大洋阻隔，限制了生物之间的交往。

寒武纪原特提斯洋的主洋盆在班公湖—怒江古缝合线。缝合线以南的冈底斯、江孜地区属冈瓦纳板块的一部分，以北、以东的羌塘地区、昌都、思茅、松潘、甘孜地区尚未与扬子板块分离，可能为扬子板块西部的一部分。滇西保山地区下、中寒武统为浅变质陆坡砂泥质、硅质浊流沉积，仅见海绵骨针和微古植物，与震旦系连续过渡；上统为砂泥夹钙质浅水沉积，含底栖及浮游混合型三叶虫，总厚度4000余米。藏南地区寒武系为一套透辉石石英片岩和含燧石结晶灰岩，与印度板块关系密切。

三、我国的奥陶系

奥陶系年龄488.3Ma左右至443.7Ma左右。我国奥陶系划分见表11－3。奥陶纪早期基本继承了寒武纪的古地理和古构造特征，晚期华北板块主体抬升，华南地区海域规模缩小。

（一）华南地区奥陶系

华南地区自西向东依然为扬子克拉通、江南被动大陆边缘及华南裂谷盆地三个沉积区。从奥陶纪起，华南裂谷盆地逐渐萎缩，特别是中奥陶世以后，萎缩加剧，盆地中心向北西迁移，导致晚奥陶世的古地理格局发生明显变化。

扬子板块奥陶系以宜昌剖面为代表。该剖面是我国奥陶系的标准剖面，其划分及特点见表11－3，黄花场剖面被定为中—下奥陶统的全球界线层型（金钉子）。奥陶纪是地史上海侵范围逐渐扩大的时期，在扬子板块内部表现为自中寒武世西部不断扩大的康滇古陆，随着早奥陶世海侵的开始，海水不断向西超覆，在康滇古陆以东的川西、滇东一带发育滨岸粗—细碎屑沉积，在黔北、川南一带为碳酸盐为主夹砂泥质的开放台地沉积，再向东至鄂西一带（扬子北缘和东南缘）为碳酸盐台地边缘浅滩沉积，至下扬子区全部为碳酸盐沉积。中奥陶世扬子区以碳酸盐沉积为主，夹少量泥质沉积。晚奥陶世早期海侵规模最大，发育了瘤状泥质灰岩。由于海平面在五峰组沉积期上升最大，形成了典型的笔石页岩相凝缩段沉积，五峰组页岩段和观音桥段均为深海事件沉积，该时期扬子地区属于深水小洋盆（肖传桃等，1996）。

扬子板块东南大陆边缘呈北东—南西向带状分布，西部为湘桂次深海，东部为浙皖次深海。湘桂次深海以湘中地区为代表，奥陶系是一套深灰至灰黑色含碳质、硅质的笔石页岩，厚度600m，代表一种非补偿滞流还原环境。浙皖次深海以浙西为代表，早、中奥陶世也为滞流环境的笔石页岩相，晚奥陶世沉积了一套巨厚的浊积岩，厚度逾千米。

表 11-3 湖北宜昌与河北唐山奥陶系划分对比(据陈孝红等,2005,简化)

统	阶	河北唐山	宜昌
上覆地层		本溪组	龙马溪组
上统	钱塘江阶		五峰组(Wufeng Fm) 5.60m 笔石页岩段：水云母粘土岩夹薄层硅质岩。产笔石*Dicellograptus comlexus*带、*Tangyagraptus typicus*带、*Diceratograptus mirus*带、*Normaloraptus ojsuensis-N. extraordinarius*等。 上部观音桥段：水云母粘土岩，产*Hirnantia-Dalmanitina*动物群
			临湘组(Linxiang Fm) 15~18m 瘤状灰岩。产牙形石*Protopanderodus?insculptis*、三叶虫*Dislobosaspis guizhouensis*延限带，顶部含*Nankinolihus*
	艾家山阶		宝塔组(Baota Fm) 11~13.9m "龟裂纹"灰岩，间夹极薄的黄绿色页岩。产头足类*S. chinense*带，牙形石*H.europaeus*带，三叶虫*P. puxiheensis*间隔带、*H. richangensis*间隔带、*R amphitryonoides*延限带
			庙坡组(Miaopo Fm) 1.2~2.6m 粘土岩夹灰岩透镜体。产笔石*H. teretiusculus*带、*N. gracilis*带，牙形石*Pygodus serrus*带、*P.anserinus*带，三叶虫*H.hubeiensis*带，腕足类*Sericoidea*带等
中统	达瑞威尔阶	马家沟组(Majiagou Fm) 512m 二段(274m)：下部白云岩，上部厚层块状灰岩、豹皮状灰岩夹白云岩。产头足类*S. pseudoseptatum*带、*T.pauciran-nutatum*带 一段(238m)：中厚层白云岩，夹灰质白云岩，底部(31m)为灰色薄层白云岩夹角砾白云岩。产头足类*Polydesmia*、*Ordosoceras*，牙形石*Tangshanodus tangshanensis*，三叶虫*Eoisotelus orientalis*等	牯牛潭组(Guniutan Fm) 17~24m 泥晶灰岩，瘤状泥晶灰岩。产头足类*Dederocerass wahlenbergi*带、*Ancistroceras*带，牙形石*L. variabilis*带、*Y. crassus*带、*D. tablepointensis*带、*E. suecicus*带、*Y. foliaceus*带
	大湾阶		大湾组(Dawan Fm) 48~63.2m 下段：瘤状灰岩夹页岩，底部含海绿石灰岩； 中段：瘤状灰岩；上段：灰绿色页岩夹薄层或瘤状灰岩。 产笔石*D. deflexs*带、*A. suecicus*带、*U. sinodentatus*带、*U. austrodentatus*带，牙形石*O. evae*带、*B. triangularis*带、*P. onginalis*带、*M. parva*带
下统	道保湾阶	亮甲山组(Liangjiashan Fm) 162m 上部含燧石白云岩；中部灰质白云岩、瘤状灰岩；下部豹皮状灰岩。产牙形石*S. bilobatus*带、*S. extensus*带、*P. pahodiformis*带，头足类*Coreanoceras*带、*Manchunoceras*带，三叶虫*Illaenus*-"*Hvstricurus*"带	红花园组(Honghuayuan Fm) 18~25m 生物碎屑灰岩，夹薄层灰岩或极薄层页岩。产牙形石*Serratognathus diversus*延根带、头足带*Coreanoceras*组合带
			分乡组(Fenxiang Fm) 60~68.1m 石灰岩、生物碎屑灰岩、鲕状灰岩夹黄绿色页岩。产*Pahodus deltifer*延限带，上部产*Paroistodus proteus*延限带，中部产笔石*Acanthograptus sinensis*延限带上部的笔石、*Adelograptus-Kiaerograptus*组合带、几丁虫*Conochitina symmetrica*延限带(部分)、三叶虫*Tungtzuella*组合带等
	新厂阶	冶里组(Yeli Fm) 117m 下部巨厚层豹皮状灰岩，泥质条纹灰岩夹砾屑灰岩，上部夹页岩。产牙形石*Codylodus angulatus*、*Gtyptoconus quadraplicatus*，笔石*R. flabelliformis*、*Callograptus sinoregularis*等	南津关组(Nanjinguan Fm) 60~99.1m 下段：石灰岩；中段：白云岩；上段：含鲕砾灰岩及生物碎屑灰岩，具硅质条带、白云质条带；底部有一层1m的同生角砾状灰岩。产牙形石*Cordylodus angulatus*带、*Acanthodus costatus*带、*Glyptoconus quadraplicatus-Paltodus deltifer*带，三叶虫*Asaphellus inflatus-Dactylocephalus dactyloides*带、*Asaphopsis immannis*带
下伏地层		炒米店组	三游洞群

华南裂谷盆地早奥陶世的古地理格局与寒武纪相似,也由闽粤浅海相和赣粤桂次深海相二个大相带控制,但由于寒武纪末的郁南运动,云开地区和粤东地区上升成陆,沿着两个古陆的周缘有规律地出现滨海、陆棚海沉积环境。中奥陶世以后,华南盆地加速萎缩,晚奥陶世为厚度较大的浊积岩充填。到奥陶纪末,整个华南区主体成陆,残余海槽仅在钦防继续沉积。

扬子板块北部大陆边缘与寒武纪相似,南秦岭裂谷盆地安康一带为变质细碎屑岩和火山岩。裂谷以北的秦岭微板块(如淅川等地)仍以浅水碳酸盐岩为主,裂谷以南的镇坪—岚皋等

地为斜坡相的泥质碳酸盐岩沉积。

扬子板块西缘早、中奥陶世为被动大陆边缘砂泥质浊积岩沉积，滇南金平地区晚奥陶世转化为浅海碳酸盐台地。

（二）华北地区奥陶系

华北板块内部主要发育下、中奥陶统，上奥陶统大部分缺失。河北唐山地区下、中奥陶统是华北型奥陶系标准剖面。该剖面（表11－3）包括下奥陶统冶里组和亮甲山组，中奥陶统马家沟组。冶里组与寒武系之间为连续沉积，岩性为厚层灰岩夹竹叶状灰岩及页岩，含有三叶虫、腕足类和树形笔石等底栖生物，砾屑灰岩中的砾石表面无氧化圈，反映潮下浅海环境。亮甲山组下部为石灰岩，含底栖的腕足类、腹足类、古杯和海绵等，仍为正常浅海环境，向上逐渐变为白云岩，化石稀少，代表潮上蒸发环境。中奥陶统马家沟组由石灰岩、灰质白云岩和白云岩组成，马家沟组上段局部出现膏溶角砾岩，代表浅海—潮上环境。马家沟组与上覆石炭系平行不整合接触，说明马家沟组沉积后本区地壳整体抬升，华北板块海退。晚奥陶世仅在西南缘的陕西陇县、耀县一带形成了含珊瑚、腕足类、三叶虫、腹足类和海百合等化石的浅海沉积，如背锅山组。

奥陶纪，华北板块南部大陆边缘是活动型大陆边缘，发育了丹凤群岛弧型和二朗坪群边缘海型蛇绿岩。与此相对应，板块北缘从白乃庙至西拉木伦河一带见有早古生代的蛇绿岩套，代表奥陶纪古亚洲洋向南的俯冲消减带。南北两侧洋壳同时相向的俯冲作用与华北板块晚奥陶世的整体抬升关系密切。

（三）其他地区的奥陶系

1. 塔里木板块及其大陆边缘

塔里木板块奥陶系在柯坪地区发育较好，下统为浅海灰岩，中、上统为泥灰岩，夹钙质粉砂岩和页岩，含头足类和三叶虫等底栖生物群，属板块内部稳定浅海沉积。板块北部边缘的西准噶尔地区奥陶纪属古亚洲洋，发育富含泥质的碎屑岩与火山碎屑岩。而在板块西南边缘也见有中、基性火山岩和石灰岩的砂泥质复理石沉积及蛇绿岩，反映昆仑洋向塔里木板块的俯冲作用。

2. 古亚洲洋

奥陶纪古亚洲洋主体转移到额尔济斯—居延海—西拉木伦河一带，此时洋壳板块向南北两侧的陆壳板块下俯冲。在大洋北部，由于板块的俯冲，在新疆北部、内蒙古及东北地区构成西伯利亚板块南部复杂大陆边缘。例如，在新疆阿尔泰地区奥陶系是一套砂质板岩、火山岩、火山碎屑岩及碳酸盐岩，厚达数千米。北天山、北山东部、东北北部的大兴安岭和小兴安岭地区奥陶纪发育了数千米的活动类型沉积。

3. 古特提斯洋

奥陶纪在滇西保山、潞西地区为稳定浅海碎屑泥质夹碳酸盐沉积，中奥陶世有直角石类与珠角石类混生，晚奥陶世特殊的海林擒动物群与扬子区有一定差异。在越南北部马江一带已发现早古生代蛇绿岩和蓝片岩，证明沿金沙江—红河—马江一线奥陶纪有一定规模的洋盆。

喜马拉雅地区奥陶系主要是稳定的浅海石灰岩，也出现直角石类和珠角石类混生现象。

四、我国的志留系

志留系年龄443.7Ma左右至416Ma左右。志留纪处于加里东构造阶段的晚期，是构造运动相对活跃的时期，由于造山运动的影响，沉积和古地理格局显著改变。奥陶纪后期，华北地区地壳抬升成陆，直到中石炭世才下降接受沉积，所以缺失志留系。除华北地区外，其他地区

几乎均有志留系分布，有稳定类型，也有活动类型及二者间的过渡类型沉积。我国志留系年代地层划分见表 11－4。

表 11－4　湖北宜昌志留系（据王传尚等，2005）

系	统	阶	宜昌
上覆地层			云台观组(D_2)
志留系	顶志留统		
	上志留统		
	中志留统	安康阶	
	下志留系	紫阳阶	纱帽组(Shamao Fm)　670.5m 分为4段。4段：灰绿色夹紫红色中厚层细粒石英砂岩夹中—薄层粉砂岩、砂质页岩；3段：黄绿色页岩、粉砂质泥岩、粉砂岩及少许细砂岩；2段：黄绿色页岩、泥质粉砂岩、砂岩夹棕紫色细砂岩、钙质砂岩；1段：黄绿色泥岩、粉砂质泥岩夹粉砂岩、泥质粉砂岩。化石较丰富，产笔石*Climacograptus nebula*、*Oktavites* sp.、*Pristiograptus* sp. 等及腕足类、三叶虫、牙形石等
			罗惹坪组(Luoreping Fm)　138m 下部泥岩、粉砂质泥岩夹瘤状或薄层状灰岩；上部为黄绿色灰质粉砂岩、粉砂质泥岩夹薄层灰岩、泥灰岩。富含壳相化石：珊瑚、腕足类、三叶虫、鹦鹉螺及少量笔石等
		大中坝阶	
		龙马溪阶	龙马溪组(Longmaxi Fm)　622.9m 分上、下两部分：下部黑色笔石页岩，含大量笔石，最底部为产*Normalograptus persculptus*带的笔石页岩；上部为黄绿色页岩段。最高笔石带为*Monograptus sedgwickii*带
下伏地层			五峰组(O_3)

(一)华南地区志留系

由于加里东运动影响，华南地区地壳运动活跃。华南裂谷盆地萎缩、消亡。扬子板块早、中志留世海域仅限于北部，晚志留世海退，海水仅残存于川滇及钦防残余海盆，其他地区均抬升成陆。由于地势分异明显，沉积物以碎屑为主。志留纪后期，华夏板块与扬子板块对接拼合形成统一的华南板块。

鄂西宜昌剖面(表 11－4)研究较深入，该区志留系底部龙马溪组与奥陶系五峰组之间连续沉积。龙马溪组下部 100m 厚的黑色页岩和硅质页岩内包含了 5 个笔石化石带，属典型的笔石页岩相，反映滞流非补偿海盆；上部黄绿色砂质页岩厚度较大，含 3 个笔石化石带，根据岩性变粗、颜色变浅及笔石的保存等特点，推测上部为弱还原环境，沉积加快，逐渐转化为补偿盆地。罗惹坪组产有大量的珊瑚、腕足类和三叶虫等底栖生物化石，反映正常浅海环境。纱帽组为滨海相碎屑岩，与上覆中泥盆统云台观组平行不整合接触，说明纱帽组沉积后本区地壳上升

成为剥蚀区。

（二）其他地区的志留系

华北地区志留纪主要为古陆剥蚀区，志留系仅见于板块边缘。华北板块南部的北秦岭地区没有志留纪记录，推测受加里东运动影响上升成为古陆或山地。西南部祁连山地区志留系较发育。北祁连海槽志留纪沉积厚度达7000m，为强烈坳陷区，主要是砂泥质碎屑沉积，火山活动微弱，反映北祁连小洋盆逐渐抬升填满的过程。南祁连海槽早、中志留世为巨厚的含火山碎屑和硅质的泥砂质沉积；中、晚志留世海槽缩小，沉积了巨厚的岩屑砂岩。志留纪末，由于柴达木板块与华北板块的碰撞、挤压，南、北祁连海槽相继形成褶皱带，从而使柴达木板块和华北板块拼合成一个大陆。

塔里木板块的志留系主要见于西北和东北部，与扬子板块关系密切。柯坪地区的下志留统为含笔石及三叶虫化石的杂色碎屑岩，中、上统为含中华棘鱼化石的紫红色砂岩和泥岩。塔里木北缘南天山一带志留系厚度巨大，为中性火山碎屑岩、火山岩及沉积岩，代表活动的构造环境。

准噶尔—兴安地区志留系属活动类型沉积，4个统均有分布，主要岩性为碎屑岩夹火山岩和火山碎屑岩，含图瓦贝（*Tuvaella*）动物群（戎嘉余，2000）。图瓦贝动物群分布在西伯利亚南部及蒙古西部的图瓦盆地，说明志留纪这些地区属西伯利亚板块南缘。

滇西保山地区志留纪主要为浅海泥质和碳酸盐沉积，为原特提斯洋中稳定的小型地块。藏南珠穆朗玛峰地区的志留系产丰富的头足类、牙形石，总厚度不足100m；向北至申扎地区，石灰岩增多，厚度达250m，两地均属板块内部的稳定浅海沉积。上述地区的角石类以*Michelinoceras*最为常见，与扬子区明显不同，证明当时冈瓦纳板块与扬子板块间有原特提斯洋阻隔。

五、我国的泥盆系

泥盆系年龄为416Ma左右至359.2Ma左右。泥盆系的年代地层划分见表2－5。我国的泥盆系既有海相也有陆相，既有稳定类型也有活动类型沉积，除华北地区外，其他各地都有分布。阴山—天山和秦岭—昆仑两大纬向构造带将我国泥盆系分割成三大部分：阴山—天山以北的广大区域发育活动类型陆源碎屑沉积和火山岩。阴山—天山和秦岭—昆仑之间的塔里木地台和华北地台区泥盆纪主要遭受剥蚀，仅在华北地台以西的祁连山褶皱区南、北坡和塔里木盆地周缘发育以陆相为主的红色碎屑沉积。昆仑—秦岭以南的广大地区以龙门山、大雪山为界，大致分为东、西两部分。西部主要是活动类型的较深水碳酸盐岩类复理石沉积，已遭区域变质。东部包括扬子、江南和华南等地区，主要为稳定类型的滨浅海沉积。

（一）华南地区泥盆系

华南南部海区泥盆系出露齐全，研究程度较高，是我国泥盆系研究的典型地区。华南地区的泥盆系岩性、岩相变化快，各地发育了不同的生物群，地层对比还存在不同意见，根据岩性、岩相和生物群特点，主要可分为两种沉积类型：浅水相（象州型）和深水相（南丹型）。我国泥盆系主要以象州型为标准，以腕足、珊瑚、菊石、竹节石等生物的演化作为年代地层划分对比的依据，自下而上分为莲花山阶、那高岭阶、郁江阶、四排阶、应堂阶、东岗岭阶、佘田桥阶、锡矿山阶、待建阶和邵东阶（全国地层委员会，2002；翟光明等，1996），见图11－2。

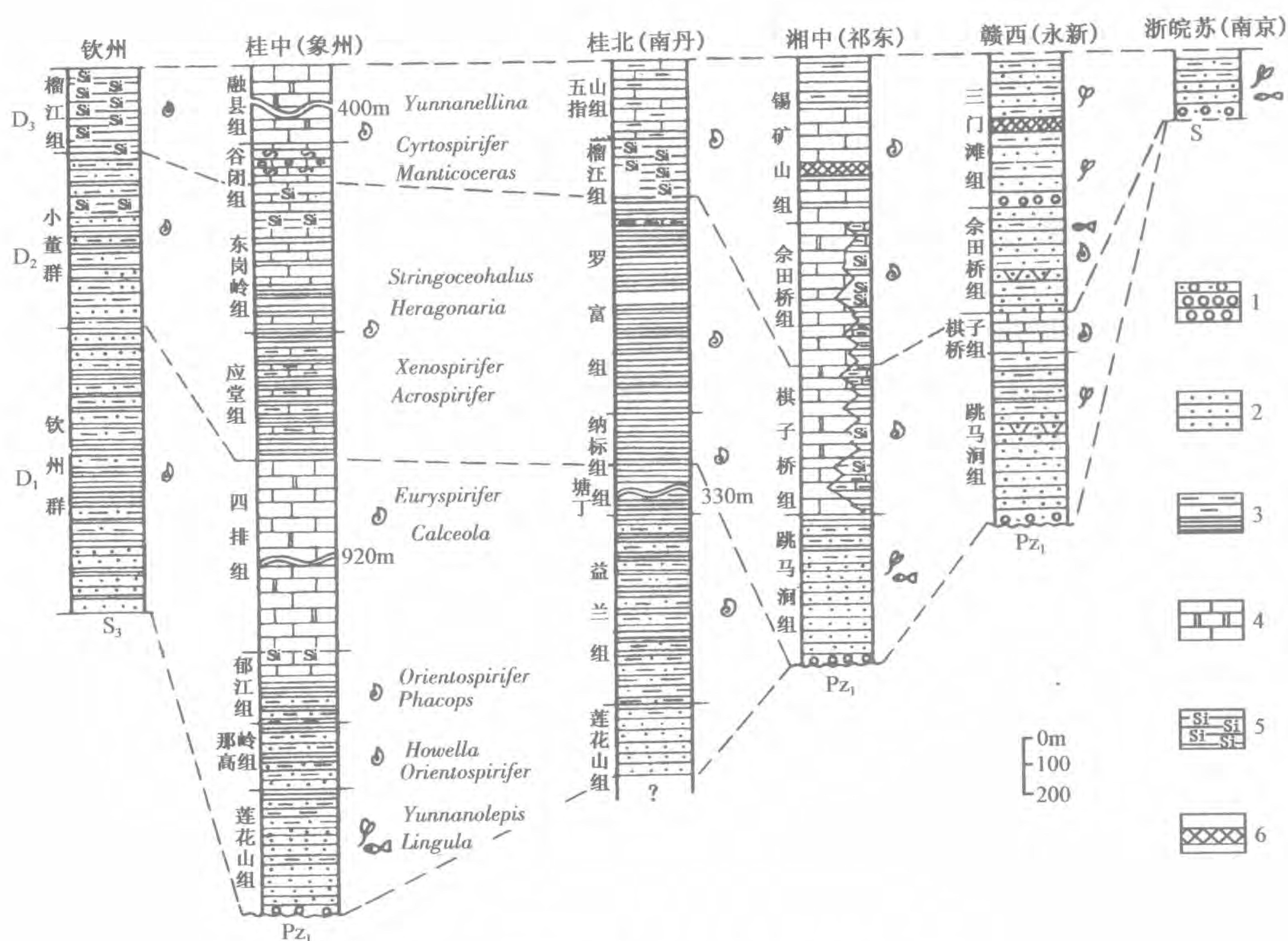


图 11－2　华南地区泥盆系划分对比

(据刘本培等,1996)

1—砾岩、砂砾岩;2—砂岩;3—粉砂岩、泥(页)岩;4—石灰岩、白云岩;5—硅质岩;6—赤铁矿

浅水相象州型泥盆系以桂中地区为代表(图 11－2),为我国泥盆系的对比标准。该剖面底部莲花山组与下伏地层下古生界呈角度不整合接触,反映该地区下古生界形成后发生了褶皱运动(加里东运动)。早泥盆世地壳下降接受沉积,莲花山组以紫红色碎屑岩为主,向上粒度变细,局部夹灰岩,碎屑岩中见槽状交错层理,生物化石以鱼类、双壳类和介形类为主,见腕足类等化石碎片,反映干热气候条件下的河湖及滨岸沉积;那高岭组以细碎屑岩夹灰岩为主,含腕足、珊瑚等正常盐度的海相化石;郁江组总体为碳酸盐岩,碎屑向上减少,粒度变细;四排组为厚层台地碳酸盐沉积。中泥盆统应堂组泥质沉积增多,以滨浅海页岩、泥灰岩为主;东岗岭组为浅海薄层泥灰岩、页岩,向上变为台地相厚层生物碎屑灰岩,再向上变为薄层石灰岩到石灰岩夹硅质岩。上泥盆统谷闭组为台地相厚层生物灰岩;融县组下部以生物灰岩为主,上部以白云质灰岩、白云岩为主。桂中剖面生物化石的丰度和分异度都很高,复体四射珊瑚礁和层孔虫礁等生物礁广泛分布,反映象州型形成于清洁、动荡、富氧的正常滨岸—浅海环境。

在滇黔桂地区,与浅水相对应的深水相沉积呈北北东或北西向的条带分布,其发育明显受同沉积断裂控制。南丹型是一套暗色的含菊石、竹节石等浮游生物化石的泥岩、泥晶灰岩和硅质岩,属较深水滞流缺氧的微型裂陷槽沉积,以桂西北南丹罗富剖面(图 11－2)为代表。

华南南部早泥盆世在滇东和钦防海槽有沉积。早泥盆世后期海侵可达湘南一带。湘南地区下泥盆统发育陆相和滨岸沉积。中泥盆世由桂中向东北方向的海侵可达湘中及湘赣交界一

带，湘中地区（图 11－2）中泥盆统下部跳马涧组以河、湖滨岸碎屑沉积为主，内有植物和鱼类化石碎片；中统上部棋子桥组和上统佘田桥组以滨、浅海碳酸盐岩为主，内有大量腕足、珊瑚、层孔虫、棘皮和软体动物化石。上泥盆统锡矿山组下部为石灰岩、泥灰岩及泥质岩，含著名的“宁乡式”鲕状赤铁矿，上部岩性变粗以砂岩、粉砂岩为主，反映泥盆纪末期海退。

（二）华北地区泥盆系

泥盆系在华北板块内部尚未发现，仅在边缘零星出露。泥盆纪柴达木地块和华北板块已碰撞相连，其间祁连加里东造山带的山前和山间盆地发育含植物及鱼类化石的粗碎屑磨拉石沉积。祁连山北侧甘肃走廊地区中泥盆统雪山群为紫红色砂砾岩，产 *Drepanophycus* 等植物及 *Bothriolepis* 等鱼类化石。上泥盆统沙流水群为紫红色砂砾岩、粉砂岩和泥质粉砂岩，含 *Leptophloeum rhombicum* 等植物化石。沙流水群和雪山群呈角度不整合接触，反映祁连造山带的挤压、隆升。柴达木北缘中上泥盆统牦牛山组为含 *Leptophloeum rhombicum* 的紫红色砂砾岩、砂岩和中酸性火山岩及火山碎屑岩；晚期的阿木尼克组为紫红色砾岩和砂砾岩，代表祁连造山带南部的活动山前盆地沉积。

（三）塔里木地区泥盆系

根据古地磁资料，塔里木板块泥盆纪处于北纬 15° 左右，长轴呈南北向延伸，板块主体未见泥盆系，仅在四周边缘地区有海陆交互和浅海沉积，以板块西北部的柯坪塔格剖面为代表。在柯坪北邻的南天山地区，上泥盆统有华南型 *Cyrtospirifer－Yunnanella* 腕足动物群的报导，说明塔里木和华南地区有较密切联系。

塔里木板块北部南天山地区发现晚泥盆世放射虫硅质岩、枕状熔岩和超基性岩，证明塔里木板块和中天山地块之间存在洋盆。

六、我国的石炭系

石炭系年龄为 359.2Ma 左右至 299Ma 左右。中国石炭纪古地理面貌是泥盆纪的继续和发展，石炭系的分布仍受阴山—天山和秦岭—昆仑两大纬向构造带的控制。阴山—天山以北主要是活动类型浅海碎屑沉积夹火山岩，富含安加拉植物群化石。两大构造带之间的地区主要为海陆交互含煤沉积和浅海灰岩，富含热带植物群化石。秦岭—昆仑以南东部华南地台主要为稳定的浅海碳酸盐沉积，西部为活动类型沉积。西藏南部含有冰水沉积和冷水生物群，属于冈瓦纳大陆的一部分。

（一）华南地区石炭系

华南地区下石炭统的特点与上泥盆统相似，晚石炭世海侵范围扩大，滨、浅海碳酸盐岩广布。

黔东南独山一带石炭系发育较好，研究程度较高。该区下石炭统自下而上分为汤粑沟组、祥摆组、旧司组、上司组、摆佐组；上石炭统为滑石板组、达拉组和马平组（图 2－15）。

石炭系底部[1]汤粑沟组下部为含藻球粒灰岩，发育脉状—透镜状层理，为潮坪沉积。祥摆组为砂页岩夹煤层。旧司组为页岩夹灰岩，为滨、浅海和海陆交互相沉积。上司组、摆佐组以石灰岩、白云岩为主，产腕足及珊瑚化石，属浅海相。从空间分布看，祥摆组和旧司组及摆佐组的分布范围分别大于其下的汤粑沟组和上司组，为两次较大的海侵超覆，组成两个大的沉积旋

---

[1] 以前曾将石炭系底界置于汤粑沟组之下的革老河组底部，与全球泥盆系—石炭系界线层型对比，革老河组应属泥盆系。

回。上统基本上由潮坪碳酸盐岩组成，马平期海侵规模相对缩小。马平组顶部与上覆梁山组之间的平行不整合代表一次重要的海平面下降，与冈瓦纳冰盖的极盛期大致相当。

(二)华北地区石炭系

华北板块中奥陶统马家沟组沉积后，一直处于古陆剥蚀状态。板块主体晚石炭世才重新开始缓慢沉降，接受海陆过渡相沉积。华北板块石炭系以山西太原西山剖面研究最详，该剖面自下而上分为本溪组和太原组(图2－15)。本溪组下部为著名的"山西式铁矿"，下部不具层理(可能为残积成因)，上部稍具层理并有豆状结构，向上铝质增加，过渡到"G层铝土矿"(华北地区铝土矿主要赋存于石炭、二叠系之中，自上而下共分7层，A、B两层在二叠系中，其余C、D、E、F、G层都在石炭系中，G层是较重要的一层)。据推测，这些铁、铝沉积是由于该区奥陶系形成后地壳上升，经历了长期的风化侵蚀，不稳定物质被破坏，在古风化壳上铁、铝相对富集而成的，因而它代表晚石炭世海侵开始的滨、浅海沉积，其上为含有薄煤层的砂页岩和含蜓灰岩，属滨海沼泽至浅海沉积。太原组分三段，每段底部均以粗碎屑沉积开始，含硅化木化石，发育大型板状、槽状或楔状交错层理，局部发育浪成交错层理，为平原河流至三角洲沉积组合；中部变细，出现页岩及煤层；上部为石灰岩，含海生底栖生物化石。太原组每段都构成一个沉积旋回，反映沉积环境由平原河流至三角洲和滨海沼泽至浅海交替出现。华北地台整个上石炭统仅厚百余米，表明当时该区地势平坦，构造运动幅度和沉积速度都不大，其沉积旋回的形成可能与陆源碎屑物质供应变化或全球海平面频繁升降有关。

晚石炭世早期沉积——本溪组的岩性、厚度在空间有明显的变化规律。在辽宁太子河本溪一带，本溪组厚达160～300m，含海相灰岩达5～6层，煤层可采；在河北唐山厚约80m，只含海相灰岩3层，薄煤2层；至山东中、西部厚约40～65m，不含可采煤层；至山西太原，本溪组厚度小于50m，仅含海相灰岩1层，不含重要煤层。太子河流域本溪组包含两个化石带，上部为 *Fusulina－Fusulinella* 带，下部为 *Eostaffella* 带；到河北唐山及山西太原一带，仅见上部化石带，太原地区本溪组下部所含的 *Pseudostaffella* 化石出现于本溪地区本溪组的中部。这些特点表明，晚石炭世早期华北地区的地形是东北低西南高，海水先到达东北的太子河流域，之后逐渐向华北推进。再往南至河北峰峰、河南焦作、豫、皖大部分地区缺失本溪组。但是，在苏北贾汪一带晚石炭世早期沉积厚约100m，灰岩夹层总厚达50m，岩性和所含的有孔虫化石与华南地区很相似，说明当时苏北一带的海侵来自南方，很可能与南秦岭海槽东延部分的古海域有关。

晚石炭世晚期——太原组沉积期，海侵范围更加广泛，在皖北、豫南及鄂尔多斯一带形成明显的超覆(图2－7)。在北部的本溪、北京、大同以及鄂尔多斯东胜地区，发育陆相含煤沉积。与此同时，南北方向海相灰岩夹层的数量和累积厚度也发生了"翘板式"变化。河北唐山仅有少数海相灰岩夹层。往南至晋东南沁水盆地和冀南磁县一带，太原组厚80～100m，海相灰岩增至6层，海相化石丰富。再向南至皖北、淮南地区，海相灰岩可达12层，累积厚80m。由此看出，晚石炭世晚期华北地区已转变为北高南低的地势。

(三)其他地区石炭系

古地磁资料反映塔里木板块自早石炭世起迅速北移并顺时针方向旋转，至晚石炭世晚期已达北纬30°。本区石炭系以西北柯坪地区为代表，下统为滨浅海碎屑岩和石灰岩，产 *Kueichouphyllum*、*Striatifera*，与华南地区同属热带类型；上统以碳酸盐岩为主，富含蜓类化石。

珠穆朗玛峰北麓石炭系以浅海碎屑岩为主，产 *Stepanoviella* 等冷水生物群化石。从喀喇昆

仑、冈底斯到滇西腾冲一带,多处发现杂砾岩和冷水动物化石,证明这些地区当时都属冈瓦纳板块的北侧陆缘带。

七、我国的二叠系

二叠系年龄 299Ma 左右至 251Ma 左右。二叠纪是古生代最后一个纪,地壳运动比较活跃,全球范围内一系列板块的碰撞导致联合古陆(Pangaea)的形成。这种全球古构造、古地理环境的巨变造成了陆相、潟湖相沉积的广泛发育,同时造成气候带的明显分异和生物界的重要变革。

我国二叠系分为 3 个统 8 个阶,自下而上为下二叠统(船山统)紫松阶和隆林阶,中二叠统(阳新统)栖霞阶、祥播阶、茅口阶和冷坞阶,上二叠统(乐平统)吴家坪阶和长兴阶(表 11 -5)。其中乐平统(Lopingian)及其分阶——吴家坪阶(Wuchiapingian)和长兴阶(Changhsingian)均被国际地层委员会定为国际标准年代地层单位,写入国际地层表(表 2 -5)。我国的二叠系发育完整,沉积类型多样。

表 11 -5　广西来宾和山西太原二叠系划分对比(据谷峰等,2005,简化)

系	统	阶	山西太原	广西来宾
上覆地层			刘家沟组 T_1	罗楼组 T_1
二叠系	乐平统	长兴阶	孙家沟组(Sunjiagou Fm)　129.6m 灰紫色、紫红色泥岩,粉砂岩,细粒砂岩,中细粒长石砂岩。底部为含砾中粗粒长石砂岩	大隆组(Dalong Fm)　25 ~ 32m 硅质岩、硅质砂岩、硅质页岩、粉砂岩互层;夹凝灰岩、凝灰质泥岩。产菊石 *Pseudotirolites asiaticus*、*P. mapingensis*,植物 *Ullmannia* cf. *bronnii*
		吴家坪阶	上石盒子组(Shangshihezi Fm)　915m 上部粉砂质泥岩、石英砂岩、中粒岩屑石英砂岩;中部粉砂质泥岩、粉砂岩、长石砂岩、中粗粒含砾石英砂岩;下部粉砂岩、中—细粒石英砂岩、粉砂质泥岩。产植物 *Taeniopteris norinii*、*Yuania chinensis*、*Plagiozamites oblongifolis*、*Compsopteris wangii*、*Neuropteridium coreanicum*、*Chiropteris reniformis*、*Lobatannularia ensifolia*、*L.* cf. *heianensis*、*Gigantonoclea lagrelii*、*Callipteris*? *laceratifolia*、*Psygmorphyllum multipartitum*	合山组(Heshan Fm)　49m 燧石灰岩夹炭质灰岩、炭质页岩、铝土岩、硅质岩,产牙形石 *Clarina doukouensis* 带、*C. leveni* 带、*C. orientalis* 带
	阳新统	冷坞阶		孤峰组(Gufeng Fm)　50m 硅质岩、硅质灰岩。产菊石 *Kufengoceras simplex*、*K. umbilicadum* 茅口组(Maokou Fm)　119m 亮晶灰岩、石灰岩、硅质灰岩、生物碎屑泥晶灰岩。产牙形石 *C. postbitteri* – *J. granti* 带
		茅口阶	下石盒子组(Xiashihezi Fm)　116m 细—巨粒石英砂岩、含砾粉砂质泥岩、长石砂岩、中细粒长石砂岩。产植物 *Annularia*、*stellata*、*Lepidodendron oculus – felis*、*Compsopteris wongii*、*Sphonophyllum* cf. *minor*、*Tingia hamaguchii*	
		祥播阶		栖霞组(Qixia Fm)　720m 石灰岩、泥质灰岩、白云质灰岩、白云岩。产䗴 *Misellina claudiae*、*Schwagerina chihsiaensis*,珊瑚 *Wentzellophyllum volzi*
		栖霞阶	山西组(Shanxi Fm)　54m 粉砂岩、泥岩、粉砂质泥岩、煤层、细粒长石砂岩。产植物 *Neuropteris ovata*、*Sphenopteris* cf. *uertillatum*、*S.* cf. *oblongifolium*,双壳类 *Dunbarella*、*Phestia meekana*	
	船山统	隆林阶		马平组(Maping Fm)　1000m 块状灰岩、含燧石结核;底部白云岩、白云质灰岩。产䗴 *Pseudoschwagerina moelleri*、*Hemifusulina contracta*、*Triticites simplex*、*T. chui*
		紫松阶	太原组(Taiyuan Fm)　75 ~ 100m 顶部泥晶—微晶灰石,粉砂质泥岩,生物碎屑泥晶灰岩,中细粒石英杂砂岩,煤	
下伏地层				

（一）华南地区二叠系

华南地区发育了完整的海相二叠系，如广西隆林桑及来宾蓬莱滩剖面（其划分及特点见表11－5）、贵州紫云羊场和猴场剖面、浙江长兴剖面等，它们在全球二叠系研究中发挥了重要作用。浙江长兴煤山二叠—三叠系剖面被国际地层委员会确定为全球界线层型剖面点。

（二）华北地区

华北地区二叠系以陆相碎屑沉积为主，为重要的含煤岩系。华北地区二叠系的标准剖面在山西太原，该剖面包括太原组上部、山西组、下石盒子组、上石盒子组和孙家沟组（表11－5）。

太原剖面太原组顶部主要为海陆交互相的砂、泥岩及煤层，下部夹含蜓灰岩。山西组下部为具交错层理的含砾石英砂岩，上部砂页岩中夹可采煤层，含丰富的植物化石，有含舌形贝等化石的海相夹层，为反映热带潮湿气候条件海退背景下的三角洲平原泥炭沼泽环境。下石盒子组和上石盒子组为一套岩性复杂的河、湖相沉积。下石盒子组下部仍夹不规则煤层，往上逐渐变为杂色和紫红色碎屑岩，不再出现煤层，显示潮湿气候减弱、氧化环境增强。这两组厚度显著增大并出现长石石英砂岩，反映附近陆源区的结晶岩、变质岩已暴露地表遭受剥蚀。孙家沟组是一套紫红色岩系，化石稀少，偶夹石膏，为代表干旱气候条件下的内陆河、湖沉积。综上所述，本剖面反映了气候由潮湿逐渐变为干旱、古地理环境由近海三角洲平原沼泽逐渐变为内陆盆地和构造分异逐渐增强的演变过程。

在甘肃祁连山（走廊南山）西段，肃南组（其层位相当孙家沟组）为紫红色陆相碎屑沉积，局部绿色夹层中含的植物化石有安加拉和华夏植物群的混生现象，说明二叠纪海西运动已使华北—柴达木板块和西伯利亚—蒙古板块碰撞拼合，其间的海槽基本消失，从而促进了不同植物地理区陆生植物的迁移和混合。

八、古生界的矿产

我国古生界矿产极为丰富，主要有石油、天然气、煤、铁、铝、磷、锰、石膏、耐火粘土等。

石油、天然气和煤：下古生界碳酸盐古潜山中常常有石油和天然气，如冀中坳陷任丘油田、渤中坳陷及塔里木盆地的塔北隆起均于寒武系发现工业油流。华南一下寒武统有石煤。渤海湾盆地的济阳、冀中、黄骅和渤中等坳陷及塔里木盆地塔北隆起都发现奥陶系工业油流，鄂尔多斯盆地中部于下奥陶统风化面上发现人面积气藏，长庆气田奥陶系马家沟组产气。四川盆地志留系龙马溪组富含笔石的黑色页岩是重要的气源岩，酒泉盆地鸭儿峡油田为志留系潜山油藏。上古生界苏北盆地泥盆系发现二氧化碳工业气流。准噶尔盆地、塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、四川盆地及北部湾盆地均有石炭系油气藏。渤海湾盆地济阳坳陷潜山油藏中有石炭系油气流。苏北盆地二叠系发现二氧化碳工业气层。准噶尔盆地和四川盆地均有二叠系油气层，如克拉玛依油田和石西油田。华北和东北南部地区石炭系本溪组和太原组、二叠系山西组和石盒子组不仅产煤，也产气，如长庆油田。四川盆地石炭系黄龙组为重要产气层，二叠系长兴组、茅口组、栖霞组产气，龙潭组不仅产煤，也是良好的气源岩。

铁、铝：如浙西下寒武统、祁连山奥陶系（镜铁山式铁矿）、川滇一带下奥陶统上部（宁南式鲕状赤铁矿）都有铁。华南泥盆系底部有赤铁矿和菱铁矿， 湘鄂赣地区上泥盆统有“宁乡式

鲕状赤铁矿”。滇黔地区大塘阶下部有人型铝土矿。华北地区石炭系底部(奥陶系人陆侵蚀面之上)本溪组有山西式铁矿和G层铝土矿。

磷、锰:华南寒武系底部普遍含磷,如滇东梅树村组。华南深水相(南丹型)沉积区上泥盆统榴江组有菱锰矿,黔桂地区茅口组上部有磷和锰等。

石膏:早石炭世晚期的石膏广泛分布于两起新疆喀什经南天山、河两走廊至宁夏中部的狭长地带,冀陕等地孙家沟组也产石膏。

此外,古生界还有铅、锌、汞等,华南、华北广布的奥陶系灰岩可作水泥原料。华南泥盆纪碳酸盐岩中产层控型铅、锌、钨、锡、锑、铀等矿床。广泛分布的华南上古生界碳酸盐岩是重要的冶炼、化工和建筑材料。

第三节　中　生　界

一、中生界概述

中生代开始于距今251Ma左右,结束于距今65.5Ma左右,延续约185.5Ma,包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪。中生代的古生物、古地理和古构造都较古生代有重大变化。

(一)古构造

中生代是全球构造活动性较强的时代,印支运动使中国大规模海退,除青藏、滇西及塔里木盆地西端、广东沿海和东北佳木斯地区的个别地点外,几乎不见海相沉积。中国东部海域的消失使亚洲东部和北部联成一体,联合古陆——Pangaea泛大陆最终形成。三叠纪中期联合古陆达到了鼎盛,晚期进入分裂解体阶段;侏罗纪、白垩纪泛大陆分裂解体加速,大西洋和印度洋加剧开裂扩张,特提斯洋渐趋消减,亚洲中、东部以陆相湖盆成煤环境为主。环太平洋构造运动和岩浆活动强烈,形成著名的环太平洋火山活动带。

(二)古地理

三叠纪,特别是早、中三叠世,继承了古生代以来以秦岭海槽为界“南北分异”的古地理格局。中、晚三叠世受印支运动的影响,华南地区明显海退,侏罗纪、白垩纪以大兴安岭—太行山—武陵山一线为界,东、西两侧古地理特征明显不同。

(三)古生物

中生代称为裸子植物时代、恐龙时代或菊石时代。中生代植物界以裸子中的苏铁、松柏、银杏类为主,真蕨类繁盛,晚白垩世被子植物兴起并逐渐占据了统治地位。随着陆地面积的扩大,地势高差加剧,气候分带日趋明显。在中国境内晚三叠世以古昆仑—古秦岭—古大别山一线为界,北方发育莲座蕨科的拟丹尼蕨(*Danaeopsis*)—贝尔脑蕨(*Bernoullia*)植物群,简称D-B植物群,反映潮湿温带内陆环境;南方发育双扇蕨科的网脉蕨(*Dictyophyllum*)—格脉蕨(*Clathropteris*)植物群,简称D-C植物群,代表热带、亚热带近海环境。至晚侏罗世—早白垩世,植物分区界线北移,大致以阴山为界,北方银杏类很多,蕨类则以*Acanthopteris*(刺蕨)和*Ruffordia*(鲁福德蕨)植物群繁盛为特征,松柏类具展开状的披针形叶片,如*Cephalotaxopsis*(拟粗榧)等,反映温带潮湿气候特征。南方银杏类极少,真蕨类以小叶型为特征,松柏类如

Brachyphyllum(短叶杉)等,为鳞片状小叶紧贴在枝上,角质层增厚,反映干旱的热带—亚热带气候。动物界脊椎动物爬行类崛起,恐龙类极盛。无脊椎动物中海生的主要有软体动物菊石类、双壳类和箭石类,其次是六射珊瑚、腕足类、棘皮类、有孔虫、牙形石、腹足类等。淡水无脊椎动物以双壳类和介形类为主,其次是叶肢介、腹足类和昆虫等。白垩纪末发生著名的生物集群绝灭事件,例如恐龙类全部绝灭。

二、我国的三叠系

三叠系年龄251Ma左右至199.6Ma左右。三叠系的底界已经确定,但内部各阶的界线还有争议。我国三叠系大体以昆仑—祁连—秦岭—大别山一线为界,呈现"南海北陆"的特点。海、陆相地层对比难度较大,为满足地质研究的需要,《中国地层指南》分别提出了我国三叠系的海、陆相年代地层系统(表11-6)。

表11-6 三叠纪年代地层对照表(据童金南,2005)

系	统	国际阶(STS,1992)	底界地质年代,Ma		中国海相阶(全国地层委员会,2000)	中国陆相阶(全国地层委员会,2000)
			(ICS,2004)	童金南等,2005		
三叠系	上统	瑞替阶 Rhaetian	199.6 203.6	199.6 208	土隆阶 Tulongian	瓦窑堡阶 Wayaobaoan
		诺利阶 Norian	216.5	220		永坪阶 Yongpingian
		卡尼阶 Carnian	228	235	亚智梁阶 Yazhiliangian	胡家村阶 Hujiacunian
	中统	拉丁阶 Ladinian	237	240	待定	铜川阶 Tongchuanian
		安尼阶 Anisian	245	247	青岩阶 Qingyanian	二马营阶 Ermayingian
	下统	奥伦尼克阶 Olenekian	249.7	250	巢湖阶 Chaohuan	和尚沟阶 Heshanggouan
		印度阶 Induan	251	252.6	殷坑阶 Yinkengian	大龙口阶 Dalongkouan

(一)华南地区三叠系

华南除海南、云南、贵州等省的部分地区下、中三叠统为陆相或海陆过渡相沉积外,主要为海相沉积。由于印支运动影响,华南地区中三叠世晚期大规模海退,浅海范围退缩到黔、桂及龙门山前一隅,晚三叠世以海陆交互含煤沉积或陆相沉积为特征。华南三叠系以扬子区黔西南、东川等剖面为代表,详见表11-7。

(二)华北地区三叠系

二叠纪晚期华北板块、塔里木板块与西伯利亚—蒙古板块已连接成为劳亚大陆的一部分——中国北方古陆。西北、华北和东北广大地域三叠纪仅在一系列内陆河、湖盆地保存沉积记录。大型河、湖盆地有华北西部的陕甘宁(鄂尔多斯)盆地和宁武—沁水盆地及西北地区的准噶尔盆地和塔里木盆地等。华北东部、东北地区及西北的祁连山、天山等地零星分布小型山间盆地。在华北板块南缘的陕西岐山—麟游一带下三叠统有海相夹层。此外,在黑龙江东部的完达山北段有中、晚三叠世海相沉积,其中的化石代表热带、亚热带特提斯生物群,古地磁和古构造研究也表明,它们是来自特提斯区的外来地体,是中生代晚期才拼贴上来的。

表 11-7　扬子区三叠系划分对比（据童金南，2005，简化）

系	统	阶	东川	黔西南
上覆地层			自流井组J_1	古近系E
三叠系	上统	瑞替阶	须家河组（Xujiahe Fm）　129m 黄、黄绿及紫色页岩、砂质页岩，夹中厚层状石英砂岩、长石石英砂岩	二桥组（Erqiao Fm）　>455m 上部为灰、黄灰、褐灰色厚夹薄层中—细粒岩屑石英砂岩．夹薄层泥质粉砂岩、炭质页岩和煤线；下部为黄灰、灰绿色薄层砂质泥岩、炭质页岩、粉砂岩，夹岩屑石英砂岩和薄煤层。产双壳类*Indosinion* sp.,*Myophoriopis* sp.,植物*Pterophyllum minutum*、*Cladophlebis* sp.
		诺利阶		火把冲组（Huobachong Fm）　687m 灰、灰绿色岩屑石英砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩，夹炭质页岩和煤层。产双壳类*Burmesia lirata*、*Trigonodus keuperinus*
				把南组（Banan Fm）　463m 黄灰色细—中粒岩屑石英砂岩、粉砂岩与灰绿色砂质泥岩、钙质泥岩不等厚互层。产双壳类*Costatoria kweichowensis*、*Heminajas* sp.
		卡尼阶		法朗组（Falang Fm）　970m 上部为灰、灰绿色泥岩、砂质泥岩与砂岩、粉砂岩互层；下部为深灰色钙质泥岩夹瘤状灰岩、泥灰岩和砂质灰岩。 产菊石*Protrachyceras deprati*、*P.douvillei*，双壳类*Halobia rugosoides*、*Daonella bulongensis bifurcata*
				竹杆坡组(Zhuganpo Fm)　73m 灰、深灰色生物碎屑灰岩、瘤状灰岩。产菊石*Protrachyceras* sp.,双壳类*Halobia* cf. *subcomata*、*Leptochondria* sp.
	中统	拉丁阶		杨柳井组(Yangliujing Fm)　490m 上部为灰、浅灰色块状灰岩；下部为灰、浅灰色白云岩夹灰绿色白云岩、角砾状白云岩和白云质泥岩。产腕足类*Nudispiriferina* sp.，*Mentzelia* sp.，海百合 *Traumatocrinus hsui*
		安尼阶	雷口坡组(Leikoupo Fm)　109m 灰、灰白色中厚层状灰岩、泥质灰岩，夹薄层灰岩	关岭组（Guanling Fm）　814m 上部为灰—深灰色灰岩、蠕虫状泥质灰岩、白云质灰岩和白云岩，夹白云质泥岩、泥质灰岩；下部为紫红、灰绿、黄灰色中厚层白云岩、砂质泥岩、泥岩，夹角砾状白云岩和泥质白云岩。产双壳类*Costatoria goldfussi mansuyi*、*Leptochondria illyrica*、*L. subillyrica*、*Entolium discites*
	下统	奥伦尼克阶	东川组（Dongchuan Fm）　759m 紫红色细—中粒长石岩屑砂岩，下部夹砾岩，上部夹紫红色粉砂岩、粉砂质泥岩和少量灰绿色长石岩屑砂岩、粉砂岩。产双壳类*Unionites*?sp.、*Neoschizodus*?sp.，叶肢介*Loxopolygrapta shizongensis*	永宁镇组（Yongningzhen Fm）　833m 灰、黄灰、紫色灰岩、白云质灰岩、白云岩、泥岩、砂质泥岩，夹泥质白云岩和泥灰岩。产双壳类*Pteria* cf. *murchisoni*、*Eumorphotis telleri*、*Entolium discites microtis*、*Leviconcha ovata*、*Unionites* cf. *fassaensis*
		印度阶		飞仙关组（Feixianguan Fm）　516m 上部为紫红、暗紫、灰绿色泥质粉砂岩、细砂岩和砂质泥岩；下部为黄绿、灰绿色粉砂岩、细砂岩、泥岩，夹泥灰岩。产双壳类*Claraia clarai*、*C. griesbachi*、*C. aurita*、*Eumorphotis multiformis*、*Unionites fassaensis*
下伏地层			宣威组P_3	大隆组P_3

鄂尔多斯盆地三叠系发育良好，化石丰富，是中国北方陆相三叠系的标准剖面（表11-8），其下统刘家沟组、和尚沟组为紫红色砂泥岩，砂岩中发育交错层理，为干旱气候下的河、湖碎屑沉积。中统下部二马营组仍是紫红色碎屑岩，含肯氏兽动物群，为干旱气候下的河、湖碎屑沉积。

中统上部及上统中、下部富含 D-B 植物群，以灰绿、黄绿色砂、页岩为主，下部夹黑色油页岩，顶部含煤层，反映温带半潮湿气候环境的大型坳陷盆地。延长群与下伏二马营组的不整合接触及上三叠统与侏罗系间的不整合接触均为印支运动影响所致。

表 11－8　鄂尔多斯盆地三叠系划分对比（据童金南，2005，简化）

系	统	阶	陕北	陇东	
上覆地层			富县组J_1	富县组J_1	第四系Q
三叠系	上统	瑞替阶	瓦窑堡组(Wayaobao Fm)　224m 黄绿、灰黑色泥岩与砂岩、粉砂岩互层，夹煤层和煤线。产植物*Danaeopsis fecunda*、*Cladophlebis gigantea*、*Todites shensiensis*等，介形虫*Tungchuania aurita*，*Darwinula* sp.，双壳类*Shaanxiconcha triangulata*		崆峒山组(Kongdongshan Fm)　2886m 灰紫、紫红、灰褐色细砾岩、中细砾岩与同色中细砂岩、砂岩及少量砂砾岩、细粉砂岩不等厚韵律互层。产植物*Danaeopsis–Bernoullia*组合
		诺利阶	永坪组(Yongping Fm)　99m 灰绿、黄绿色细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩。产植物*Danaeopsis fecunda*、*Cladophlebis ichuenensis*、*Podozamites lanceolatus*，叶肢介*Euestheria multireticulata*，双壳类*Shaanxiconcha dilatata*	延长群(Yanchang Gr)　3191m 以灰绿、灰黄绿、浅肉红色长石砂岩为主，夹深灰绿色页岩及煤线。下部夹黑色油页岩，中、上部含石油，且岩石颜色较浅。产植物*Danaeopsis fecunda*、*Bernoullia zeilleri*、*Todites shensiensis*、*Cladophlebis ichuenensis*、*Sphenopteris* sp.	
		卡尼阶	胡家村组(Hujiacun Fm)　322m 黄绿色、灰绿色粉砂质泥岩、泥岩、泥质粉砂岩夹粉砂岩和细砂岩。产植物*Bernoullia zeilleri*、*Cladophlebis ichuenensis*，介形虫*Tungchuania* sp.		
	中统	拉丁阶	铜川组(Tongchuan Fm)　596m 上段为灰黑、灰绿色页岩、油页岩、泥质粉砂岩与粉砂质泥岩；下段为黄绿、灰绿、黄灰色细砂岩，夹粉砂质泥岩、粉砂岩。产植物*Neocalamites carerrei*、*Danaeopsis maginifolia*、*Bernoullia zeilleri*、*Cladophlebis* sp.等，叶肢介*Tungchuania houae*等		
		安尼阶	二马营组(Ermaying Fm)　813m 上段：暗紫色粉砂质泥岩夹页岩、细砂岩；下段为紫灰、黄绿色块状细砂岩，夹粉砂质泥岩。产植物*Neocalamites carcinoides*、*Danaeopsis* sp.、*Taeniocladopsis* sp.，介形虫*Darwinula fragilis*、*D.schneideri*	二马营组(Ermaying Fm)　580m 灰绿色中粒、细粒长石砂岩与泥岩（局部为泥质粉砂岩及粉砂岩）不等厚韵律互层。下部夹红色长石砂岩及棕红色泥岩	
	下统	奥伦尼克阶	和尚沟组(Heshanggou Fm)　128m 以紫红色、棕红色泥岩、粉砂质泥岩为主，富含钙质结核。产双壳类*Shaanxiconcha heshanggouensis*，叶肢介*Glyptoasmussia* cf. *quadrata*、*Polygrapta xuefengchuanensis*，介形虫*Darwinula fragilis*、*D. oblonga*	和尚沟组(Heshanggou Fm)　78m 暗棕色泥岩、砂质泥岩与灰褐、灰紫色细砂岩、中粒长石砂岩不等厚互层，间夹紫灰、灰白色粉砂岩	
		印度阶	刘家沟组(Liujiagou Fm)　226m 灰白、紫红及紫灰色砂岩，夹少量粉砂岩、泥质粉砂岩、砂质泥岩及多层不稳定的砾岩。产植物*Pleuromeia jiaochengensis*，叶肢介*Leptolimnadia shanxiensis*、*Palaeolimnadia komiana*	岐山组(Qishan Fm)　500m 蓝灰、深灰色砂岩、粉砂岩和泥岩，下部以砂岩为主，上部以粉砂岩和泥岩为主。产双壳类*Eumorphotis multiformis*、*Promyalina putiatinensis*、*P.intermedia*，孢粉*Lundbladispora–Taeniaesporites Cycadopites*组合	刘家沟组(Liujiagou Fm)　485m 上部：暗紫、砖红色细、中粒长石砂岩与泥岩互层；中部：棕灰色夹紫灰、棕色长石砂岩和泥岩；下部：灰色夹紫色细砂岩和中粒长石砂岩、泥岩及砂质泥岩
下伏地层			孙家沟组P_3	孙家沟组P_3	

新疆北部准噶尔盆地与陕甘宁地区的三叠系大体相似，尤其是下统下部产水龙兽动物群，与南半球同期的陆生爬行动物群相当，表明古生代末至中生代初全球规模联合古陆的存在。

华北东部及东北地区主要是大片剥蚀高地，仅局部地区有上三叠统。吉林南部浑江地区小河口组(T_3)为陆相含煤碎屑沉积，产 D－B 植物群。更往东的吉林汪清和黑龙江东宁一带上三叠统含煤陆相地层中出现酸性火山岩和滨海相夹层，产 D－B 植物群，而 D－C 植物群的成分也占一定比例，表明该地区处于滨太平洋近海低地受到古太平洋暖流影响(米家榕等，1993)。

总之，我国北方早三叠世—中三叠世早期为干燥气候下的河湖红色碎屑沉积，偶见石膏结核或夹层。中三叠世晚期—晚三叠世则为潮湿气候下以灰绿色砂页岩为主的河湖沼泽沉积，有些地区夹煤层、油页岩，富含植物化石。

三、我国的侏罗系

侏罗系年龄 199.6Ma 左右至 145.5Ma 左右。侏罗系海相地层研究程度较高，国际上惯用的是欧洲海相侏罗系分阶(表 2－5)。非海相侏罗系的划分还有争议，尤其是热河生物群❶的所在地层归属上侏罗统还是下白垩统众说纷纭(表 2－2)。我国非海相侏罗系分布广泛，以新疆准噶尔盆地下—中侏罗统及冀北辽西上侏罗统的年代地层划分为依据，建立了 7 个阶(表 11－9)。

表 11－9　我国非海相侏罗系划分对比(据孟繁松等，2005，简化)

系	统	阶	生物组合带(或重要分子)			代表地层		
			双壳类	介形虫	孢粉	新疆准噶尔	四川合川	辽西北票
侏罗系	上统	大北沟阶	*Arguniella* 带	*Darwinula*–*Luanpingella*–*Eoparacypris* 组合带	*Couprisporites*–*Classopollis* 组合带，其中以后者占绝对优势，	喀拉扎组	蓬莱镇组	
		待建阶						
		土城子阶		*Cetacella*–*Mantelliana*–*Damonella*组合带	*Classopollis*–*Quadraeculina* 组合带	齐古组	遂宁组	土城子组
	中统	头屯河阶	*Lamprotula* (*Eol.*)–*Pseudocardinia*–*Ferganoconcha* 组合带	*Darwinula sarytirmenensis* *Metacypris*组合带、*Ovaticythere subellipta*–*Bisulcocypris*–*Darwinula*组合带、*Metacypris unibulla*–*Darwinula longavaga* 组合带	*Cyathidites*–*Callialasoorites* *Classopollis*组合带	头屯河组	沙溪庙组	髫髻山组
		西山窑阶			*Cyathidites minor*–*Neoraistrickia*–*Piceaepollenites*组合带	西山窑组	新田沟组	海房沟组
	下统	三工河阶		*Metacypris mackerrowi*–*Darwinula* 组合带	*Cyathidites Cycadopites*–*Quadraeculina*–*Classopollis*组合带	三工河组	自流井组	北票组
		八道湾阶	*Ferganoconcha*–*Qiyangia*–*Lilingella*组合带		*Cyathidites*–*Dictyophyllidites*–*Cycadopites*组合带	八道湾组		兴隆沟组

三叠纪末的印支运动导致古特提斯洋最终闭合、中国南方普遍海退及古中国大陆的形成。从侏罗纪起，我国主要处于大陆环境，结束了东部地区三叠纪前以秦岭为界南北分异的古地理格局。古太平洋板块与古亚洲大陆东缘之间的俯冲作用激发了兴安岭—太行山—武陵山一线

❶ 热河生物群是以 *Eosestheria*(东方叶肢介)、*Ephemeropsis*(类蜉蝣)、*Lycoptera*(狼鳍鱼)为代表的生物组合，简称 EEL 动物群，为湖盆浮游相，其时代归属有争议，一般认为其繁盛于东亚地区的早白垩世。

东侧地区的强烈构造运动和岩浆活动，与西侧的大型稳定内陆盆地形成鲜明对照，呈现出地壳构造活动性东西分异的新格局。

（一）东部地区

东部地区侏罗纪北起黑龙江畔，南抵东南沿海，是中生代环太平洋沿海火山活动带的一部分。本区侏罗系的典型剖面在冀北辽西，详见表11－10。中国东部火山活动带内侏罗系基本上与冀北、辽西剖面类似。

表11－10　冀北、辽西侏罗系划分对比（据孟繁松等，2005，简化）

系	统	阶	河北滦平	辽宁北票
上覆地层			大店子组(K_1)	义县组(K_1)
侏罗系	上统	大北沟阶	大北沟组(Dabeigou Fm) 119~>344m 灰白、黄绿色砂岩、泥岩及凝灰质砂岩夹钙质泥岩，底部为砾岩。产叶肢介*Nestoria–Keratestheria*组合带、介形虫*Darwinula–Luanpingella–Eoparacypris*组合带、鱼类*Peipiaosteus pani*、昆虫*Ephemeropsis trisetalis*	
		待遇阶	张家口组(Zhangjiakou Fm) 158~775m 紫灰、灰绿色凝灰岩、凝灰熔岩、流纹岩、粗面岩及凝灰质砾岩	
		土城子阶	土城子组(Tuchengzi Fm) 162~700m 上部灰、灰紫、灰绿色安山岩夹凝灰质砂岩；下部灰紫、灰绿色流纹质凝灰岩、凝灰质角砾岩、流纹岩、粗面质凝灰熔岩	土城子组(Tuchengzi Fm) >2620m 紫红、黄褐、灰绿色泥岩、砂岩、砾岩夹粉砂岩及凝灰岩。产植物*Onychiopsis elongata*，介形虫*Mantellina alta*，叶肢介*Nestoria reticulata*、*Mesolimnadia jinlingsiensis*,爬行动物*Chaoyoungosaurus* sp.
	中统	头屯河阶	髫髻山组(Tiaojishan Fm) 167~3528m 深灰色安山岩、辉石安山岩夹紫红色杏仁状安山岩、凝灰质粉砂岩及灰绿色砂质泥岩。产植物*Coniopteris hymenophylloides*	髫髻山组(Tiaojishan Fm) 1500m 中性粗安山质熔岩、角砾凝灰岩夹凝灰质砂岩、凝灰质砾岩
			九龙山组(Jiulongshan Fm) 13~275m 中、上部紫红色粉砂岩、泥岩夹砾岩、泥灰岩；顶部为凝灰质砾岩；下部暗紫、紫红、灰白色砾岩、砂岩、粉砂岩。产植物*Coniopteris* sp.、*Phoenicopsis speciosa*	海房沟组(Haifanggou Fm) 269m 灰黄色砾岩夹灰、灰黄、淡紫色凝灰质砂泥岩、火山碎屑岩、偶夹中酸性熔岩、集块岩及薄煤层。产*Coniopteris–Phoenicopsis*植物群，昆虫*Sunoplecia liaoningensis*、*Arcus ovatus*、*Mesoneta antiqua*
		西山窑阶	下花园组(Xiahuayuan Fm) 63~216m 灰、灰绿、黄绿、灰黑色泥岩、粉砂岩、炭质泥岩夹砂岩、砂质泥灰岩及煤层。产植物*Coniopteris burejensis*, *Phoenicopsis* sp., 双壳类*Ferganoconcha sibirica*, 叶肢介*Triganoconcha sibirica*、*Chaidamuestheria puncta*	北票组(Beipiao Fm) 1333m 黄褐色砂岩、灰黑色泥岩夹砾岩及煤层。产植物*Coniopteris–Phoenicopsis*植物群、昆虫*Rhipidoblattina longa*、孢粉*Osmundacidites– Chordasporites–Cyathidites*组合带
	下统	三工河阶		
		八道湾阶	南大岭组(Nandaling Fm) 60~205m 灰绿、深灰色安山岩、暗灰绿色安山质凝灰集块岩夹暗紫色角砾安山岩和集块熔岩	兴隆沟组(Xinglonggou Fm) 403m 玄武岩、玄武安山岩、安山质角砾岩及集块岩夹沉积岩
下伏地层			杏石口组(T_3)	坤头波罗组(T_3)

（二）西部地区

西部地区侏罗纪包括大兴安岭—太行山—武陵山以西的广大地区，以大型稳定盆地与山脉间列为特征。西部地区侏罗系主要盆地有鄂尔多斯盆地、柴达木盆地、准噶尔盆地、塔里木盆地、四川盆地、滇中盆地等。因受古秦岭—古昆仑山的阻隔，这些盆地的沉积特征不尽相同。

川滇盆地的地层层序以四川合川为代表（表11－9），其下—中侏罗统自流井组以紫红色砂岩、泥岩为主，夹杂色层及多层淡水双壳类介壳泥灰岩，底部有薄煤层、赤铁矿层、菱铁矿和粘土层。中统新田沟组和沙溪庙组为紫红色泥岩夹灰色砂岩，含双壳类和叶肢介化石，上部产马门溪龙动物群化石。上侏罗统下部遂宁组以棕红色泥岩为主，含石膏层；上部蓬莱镇组以棕红、棕紫色泥岩、砂岩为主，含叶肢介、介形虫化石。

古秦岭以北的鄂尔多斯、柴达木、准噶尔等盆地及河西走廊与川滇盆地有一定差异（图10－1）。

四、我国的白垩系

白垩系年龄145.5Ma左右至65.5Ma左右。我国白垩系以内陆盆地和火山碎屑沉积为主，海相沉积仅见于西藏、新疆西南部、台湾及黑龙江东北部。由于陆相地层对比难度较大，所以我国白垩系的底界及白垩系的统、阶划分一直有争议，争论的焦点集中在热河生物群所在地层的时代上（表2－2）。《中国地层指南》（2001）以燕辽和松辽平原地区的白垩系为标准，将我国陆相白垩系划分为12个阶（表11－11）。

郝诒纯等（2000）将中国白垩系分为三个大区，即贺兰山—龙门山一线以东的东部地区、西北内陆区和青藏高原区。

（一）东部地区

东部地区即李四光所说的新华夏构造体系发育区，大致相当于黄汲清等（1977，1980）所说的滨太平洋构造区。本区包括三个北北东走向的沉降带和隆起带，它们被东西走向的阴山、秦岭和南岭构造带分割成一系列沉积盆地。

西沉降带的鄂尔多斯盆地和四川盆地在白垩纪是大型内陆沉积盆地，鄂尔多斯盆地白垩系分布广泛，为一套内陆河湖红色、杂色碎屑沉积。四川盆地白垩系为干旱的内陆河湖红色碎屑夹膏盐沉积。

川滇盆地下白垩统下部高峰寺组为浅灰、灰黄和灰绿色厚层石英砂岩和含铜砂岩，化石稀少，上部普昌河组以紫红—杂色泥岩为主，夹泥灰岩和泥质砂岩及含铜砂岩，富含TPN动物群［以*Trigonioides*（类三角蚌）、*Plicatounio*（褶珠蚌）、*Nippononaia*（日本蚌或富饰蚌）为代表，繁盛于东亚地区早白垩世淡水湖泊中，简称TPN动物群］。晚白垩世以*Pseudohyria*（假嬉蚌）等为代表（表11－11）。上白垩统下部马头山组以紫红色暗紫色厚层砂岩为主，夹砂砾岩、泥岩，泥岩中富含双壳类化石。上部江底河组以红色泥岩为主，夹杂色泥灰岩条带，上部含膏盐层，杂色层中含叶肢介、介形虫、孢粉和鱼类化石。本区未发现白垩纪强烈的构造—岩浆事件记录，说明为相对稳定的内陆盆地。

中沉降带的松辽盆地白垩系发育齐全（表11－12），形成我国重要的含油岩系。沙河子组—登娄库组主要为氧化条件下的红色碎屑堆积，化石稀少，在地层序列、化石组合和磁性地层方面都与辽西地区相似。泉头组为棕红及灰绿色砂、泥岩互层，含介形类及TPN动物群化石。青山口期湖盆水体突然加深，到嫩江组以深湖—半深湖黑色泥、页岩和油页岩为主，富含淡水双壳类、介形虫、叶肢介等化石，是松辽盆地的主要生油岩系。四方台组、明水组为棕红色碎屑岩，表明松辽湖盆开始萎缩。

表 11－11　非海相白垩系年代、生物和岩石地层单位对比表(据张振来等,2005,简化)

年代地层			岩石地层			生物带(或重要分子)		
统	国际阶	中国阶	兴安长白区	扬子区 上	扬子区 下	孢粉	介形虫	双壳类
上统	Maa.	富饶阶	富饶组	江底河组	衢县组	*Tricolporopollenites – Ephedripites – Ulmoideipites* 组合带 *Alnipollenites*、*Cicatricosisporites*、*Cyathidites* 等	*Talicypridea amoena*、*Cypridea tera*、*Candoniella candida*	*Sphaeium rectiglobosum*、*Protellipitio* (*Plesielliptio*) *sungarianus*、*Pseudohyria arilica*、*P. gobiensis*
	Cam.	明水阶	明水组		金华组	*Laevigatospwrites – Aquilapollenites – Wodehouseia* 组合带 *Schizaeoisporites*、*Abietineaepollenites*、*Pinuspollenites*、*Carpininus*、*Quercoidites*、*Tricopopollenites* 等	*Talicypridea amoena*、*Cypridea rostrata*、*C. apiculata*、*C. cavernosa*、*Timiriasevia kaitunensis*、*Candoniella suzini*	
	San.	四方台阶	四方台组		中戴组	*Schizaeoisporites – Betpakdalina – Tricolporopollenites* 组合带 *Cyathidites*、*Classopollis*、*Inaperturopollenites*、*Tricolpites*、*Quercoidites*、*Rhoipites* 等		
	Con.	嫩江阶	嫩江组		壳山组	*Schizaeoisproites – Lythraites – Proteacidites* 组合带 *Cyathidites*、*Dictyotriletes*、*Classopollis*、*Pinuspollenites*、*Ephedripites*、*Aquilapollenites songliaopollis* 等	*Cypridea gunsulinensis*、*Strumosa inandita*、*C.* (*Morinina*) *liaukhenensis*、*C.* (*Bisulcocypridea*) *tsanlinensis*	*Sphaerium shantungense*、*S. fulungchuanense*
	Tur.	姚家阶	姚家组	马头山组	方岩组	*Schizaeoisproites – Cyathidites – Beaupreaidites* 组合带 *Impardecispora*、*Classopollis*、*Tricolpites*、*Talisispites*、*Callistopollenites*、*Aquilapollenites* 等	*Cypridea sunghuajiangensis*、*C. acclinia*、*C. exornata*、*Ziziphocypris rugosa*、*Cypridea* (*Morinina*) *dekheinensis*、*C.* (*M.*) *adumbrata*、*Sunliaria tumida*	*Plicatounio* (*P.*) *latiplicata*、*P.* (*Kwanmonia*) *helongjiangensis*
	Cen.	青山口阶	青山口组		朝川组	*Cicatricosisporites – Balmeisporites Tricolpopollenites* 组合带 *Cyathidites*、*Classopollis*、*Pinuspollenites*、*GothanipollisMyrtaceidites*、*Beaupreaidites* 等		*Martinsonella paucisulcata*
下统	Alb.	泉头阶	泉头组	普昌河组	馆头组	*Schizaeoisporites – Quantonenpollenites – Tricolpopollenites* 组合带 *Cyathidites*、*Trilobosporites*、*Pinuspollenites*、*Inaperturopollennites*、*Quercoidites* 等	*Cypridea subtuberculis perga*、*C.* (*Bisulcocypridea*) *spinllosa*、*Triangulicypris*? *longissimas*、*Cyclocypris invata*、*Ziziphocypris simakovi*、*Lycopterocypris infantilis*	*Plicatounio* (*P.*) *latipicatus*、*Sphaerium cheintaoense*、*Nippononaia jiliensis*、*Trigonioides kadarai Musculus manchuricus*
	Apt	孙家湾阶	孙家湾组		横山组	*Cicatricosisporites – Tricolpites* 组合带 *Appendicisporites*、*Cedripites*、*Ephedripites*、*Cupuliferoidaepollenites*、*Striatopollis* 等		
	Bar.	阜新阶	阜新组		寿昌组	*Appendicisporites – Clavatipollenites* 组合带 *A. auriferous*、*Cicatricosisporites*、*Cleichenidites*、*Dissaccites*、*Inaperturopollenites*、*Clavatipollenites*、*Singhipollis* 等	*Cypridea unicostata*、*C. yabulaiensis*、*Candona glaber*、*Timiriasevia principalis*	*Sphaeium anderssoni*、*Nippononcia sinensis*、*Ferganoconcha liaoxiensis*
	Hau.	沙海组	沙海组		黄尖组	*Concavissimisporites – Pilosisporites* 组合带 *Disaccites pollis*、*Classopollis*、*Jiaohepollis*、*Cicatricosisporites*、*Appendicisporites*、*Cyathidites*、*Granulatisporites*	*Cypridea koskulensis*、*C. vitimensis*、*C. prograta*、*C. sinensis*、*Mongolianella palmosa*	*Nakamuranaia chingshanensis*、*Nipponbacka sinensis*、*Corbicula* (*M.*) *tetoriensis*
	Val.	九佛堂阶	九佛堂组	高峰寺组				
	Ber.	义县阶	义县组		劳村组	*Protoconiferus – Cicatricosisporites* 组合带 *Pinuspollenites*、*Piceaepollenites*、*Podocarpidites*、*Classopollis Lygodiumsporites*、*Klukisporites*、*Impardecispora* 等	*Cypridea subcata*、*C. veridica*、*C. vitimensis*、*C. valdensis praecursor*、*C. granulose*、*C. dunderi*、*C. tumescens*、*C. liaoningensis*、*C.* (*Ulwelia*) *muriculata*	*Sphaerium selenginense*、*Ferganoconcha sibirica*、*F. yaushanensis* *Ferganoconcha sibirica*、*Sphaerium jeholense*

表 11－12　松辽盆地和燕辽地区白垩系划分对比(据张振来等,2005,简化)

系	统	阶	松辽			燕辽	
			依安组E			第四系Q	
白垩系	上统	富饶阶					
		明水阶	松花江群	上部	明水组(Mingshui Fm) 373m 一段：灰绿、灰棕色砂岩、砂质泥岩及黑色泥岩；二段：灰、棕红色泥岩、粉砂岩夹砂砾岩。产介形虫*Cypridea apiculata*、双壳类*Pseudohyria* off *gobiensis*、孢粉*Laevigatosporites–Aquilapollenites–Wodehouseria*组合带		
		四方台阶			四方台组(Sifangtai Fm) 160m 棕红、灰绿、灰白色泥岩夹砂岩、粉砂岩。产介形虫*Talicypridea amoena*、双壳类*Protelliotio (Plesielliptio) sungarianus*,孢粉*Schizaeoisporites–Callistopollenites–Tricolporopollenites*组合带		
		嫩江阶		下部	嫩江组(Nenjiang Fm) 1010m 灰黑、灰绿色泥岩、页岩、粉砂岩夹灰白色细砂岩，分五段。产介形虫*Cypridea ordinata*, 双壳类*Sphaerium shantungense*、孢粉*Balmeisporites–Lythraites–Aquilapollenites*组合带		
		姚家阶			姚家组(Yaojia Fm) 174m 灰绿、灰黑、灰色泥岩、砂岩夹页岩，分三段。产介形虫*Cypridea exornata*、*Lycopterocypris* sp.,叶肢介*Palaeolimnadiopsis andaensi*, 双壳类*Plicatounio(P.) latiplicata*		
		青山口阶			青山口组(Qingshankou Fm) 614m 黑、灰黑、灰绿色泥岩、粉砂岩夹油页岩，可分三段。产叶肢介*Nemestheria qingshankouensis*		
	下统	泉头阶			泉头组(Quantou Fm) 615m 红、杂色泥岩与灰白色砂岩、粉砂岩互层。产介形虫*Cypridea (Morinina) gibbosa*、双壳类*Nippononaia jiliensis*、孢粉*Cicatricosisporites–Trcolpopollenites–Quantonenpollenites*组合带		
		孙家湾阶			登娄库组(Denglouku Fm) 1547m 灰、灰白、灰绿、灰黑色砾岩、粉砂岩、泥岩，分四段。产孢粉*Leiotriletes–Gleicheniidites–Clavatipollenites*组合带、植物*Asplenium dicksonianum*		孙家湾组(Sunjiawan Fm) 662m 上部：紫红色砂岩、砾岩互层；下部、灰绿、灰白色砾岩夹深灰色砂泥岩及炭质泥岩。产孢粉*Deltoidospora–Classopollis–Tricolpites*组合带，介形虫*Cypridea (Bisulcocypridea) spinellosa*、*Triangulicypris longissima*
		阜新阶	营城组(Yingcheng Fm) 861m 中酸性火山岩系，上部夹煤层。产植物*Coniopteris onychioides*、*Cladophlebis* sp.,双壳类*Ferganoconcha* of *daqingshanensis*、*Sibireconcha goloavae*，昆虫*Archaeogomphus* sp.			热河群	阜新组(Fuxin Fm) 552m 灰白、灰色砂岩、砂砾岩、砾岩、泥岩夹煤层。产植物*Acanthopteris gothani*、*Coniopteris silapensis*、*Ruffordia goeperiti*, 双壳类*Sphaerium shantungense*、*Ferganoconcha sibirica*, 孢粉 *Cicatri coisisporites–Appendicisporites Clavatipollenites*组合带
		沙海阶	沙河子组(Shahezi Fm) 422m 灰白色砂岩、灰黑色泥岩、粉砂岩夹煤层。产双壳类*Ferganoconcha* sp, 鱼类*Lycoptera* sp. 植物*Elatocladus manchurica*、*Coniopteris burejensis*、*C. heerjana*, *Gleichenites* sp.				沙海组(Shahai Fm) 942m 中上部：深灰、黑色粉砂岩、泥页岩夹砂岩、砾岩、油页岩及煤层；下部：灰色砂岩、砂砾岩夹砂质页岩。产介形虫*Cypridea deflure*、*Limnocypridea grammi*、鱼类*Lycoptera david*, 腹足类 *Viviparusmatsmotoi*, 叶肢介*Eosestheria fuxinensis*、*E, subrotunda*
		九佛堂阶	火石岭组(Huoshiling Fm) 427m 灰绿色安山岩、凝灰岩、凝灰质砾岩夹粉砂岩、砂岩、泥质岩及煤线。产植物*Elatocladus* sp.				九佛堂组(jiufutang Fm) 2118m 紫灰、黄绿色粉砂质泥岩、页岩、粉砂岩、砂岩夹油页岩和煤层。产介形虫*Cypridea koskulensis*、*C. unicostata*、*limnocypridea grammi*,双壳类*Nippononaia sinehsis*、*Sphaerium jeholense*,鱼类*Lycoptera davidi*, 叶肢介*Eosestheria middendorfii*, 孢粉*Concavissimisporites–Heliosporites–Cicatricosisporites*组合带
		义县阶					义县组(Yixian Fm) 2442m 上部安山岩、安山质火山角砾岩夹沉积岩；中下部黄灰、灰黑色玄武岩夹角砾熔岩及沉积岩。产叶肢介*Eosestheria sinensis*、*E. jeholensis*, 鱼类*Lycoptera muroii*, 介形虫*Cypridea vinutata*, 孢粉*Cicatricosisporites–Densoisporites–Jugella*组合带
下伏地层			二叠系P			前白垩系	

燕山东段辽西地区下白垩统发育火山—沉积岩系，该剖面由热河群和孙家湾组构成（表11－12）。热河群主要为湖沼碎屑含煤沉积，含淡水双壳类、介形类和植物化石。九佛堂组为强烈构造—火山活动末期的沉积，相变显著。沙海—阜新组为拉张裂陷盆地沉积。沙海组上部发育深湖相泥岩、浊积岩和滑塌构造，代表最大湖侵期。阜新组沉积期盆地充填变浅，成煤沼泽广布，形成重要含煤层位。阜新组顶部砾岩增多，标志着盆地周围地势抬升，盆地充填堆积速度加快。阜新组沉积后，发生强烈构造运动（燕山运动），导致原先张裂盆地遭受挤压抬升。孙家湾为红色粗碎屑岩，为快速堆积的产物，至此辽西断陷盆地填满消失。

（二）西北内陆区

西北内陆区包括塔里木、准噶尔、吐鲁番、柴达木、巴丹吉林、腾格里等大、中型盆地，主要为内陆盆地河、湖碎屑沉积，上统常含膏盐。塔里木西南缘的白垩系海相沉积含多层膏盐，动物化石为特提斯型。

（三）青藏高原区

珠穆朗玛峰北坡的岗巴、定日等地区白垩系以石灰岩、生物碎屑灰岩和砂页岩为主，含丰富的菊石、有孔虫、双壳类、海胆等化石，代表滨、浅海沉积。

五、中生界矿产

中生界矿产丰富，主要有石油、天然气、煤、膏盐等。产煤层位如华南上三叠统安源组、北方辽西下侏罗统北票组和下白垩统阜新组。四川盆地、准噶尔盆地、鄂尔多斯盆地的三叠系产油，如四川盆地下三叠统飞仙关组和嘉陵江组、中三叠统雷口坡组、上三叠统须家河组，鄂尔多斯盆地三叠系延长群；塔里木、准噶尔、吐哈、民和、柴达木、鄂尔多斯、四川等盆地的侏罗系产油，如吐哈盆地八道湾组、三工河组、西山窑组、三间房组，鄂尔多斯盆地富县组、延安组、直罗组；松辽盆地、二连盆地、酒泉盆地、塔里木盆地、江汉盆地、苏北盆地、渤海湾盆地白垩系产油，如塔里木盆地英吉沙群。松辽盆地白垩系发育了9套生储盖油气组合（表11－13）。

表11－13　松辽盆地白垩系油气的生储盖组合（据吕延防、赵传本、付广，2005）

生储盖组合	生油层	储集层	盖层	油气状况
明水生储盖组合	明一段	明二段及明一段	明二段上部	工业气流
四方台生储盖组合	明一段	四方台组	明一段	油砂
上部生储盖组合	嫩一、二段	嫩三、四段（黑帝庙油层）	嫩四段上部	工业油气流
中部生储盖组合	嫩一二段、青山口组	嫩一段、姚家组、青二三段（萨、葡、高油层）	嫩一、二段	工业油气流
下部生储盖组合	青山口组	泉四段—泉三段上部（扶余油层）	青一段	工业油气流
杨大城子生储盖组合	登二段	泉三段下部（杨大城子油层）	泉三段中上部	工业油气流
农安生储盖组合	登二段	泉一段（农安油层）	泉二段	工业油气流
登娄库生储盖组合	登二段	登三段	泉四段	工业气流
沙河子生储盖组合	沙二段	沙三段、营一段	营二段	工业油气流

膏盐如滇中盆地白垩系普昌河组、江底河组等。

此外，还有铁、锰、铝、铜、钨、锡、镍、钼、铋、铅、锌、锑、金等内生多金属矿产广泛发育于太平洋沿岸。

第四节 新 生 界

一、新生界概述

新生代开始于距今65.5Ma左右，包括古近纪、新近纪和第四纪。18世纪中叶，欧洲学者研究阿尔卑斯山附近地层时，把当地的古老结晶变质岩称为第一系（原始系），其上的地层为第二系、第三系和第四系。当时的第一系即前寒武系，第二系即中生界，第一系和第二系的称谓早已废弃。国际地层委员会在1989年又将第三系（Tertiary）舍弃，将Tertiary中的Paleogene和Neogene提升为系，即老第三系和新第三系，后来改称古近系和新近系。2004年，第32届国际地质大会曾经取消"第四系"，将更新统和全新统都归入新近系[国际地层表（2004）]。根据地层化石生物中现在尚未绝灭的生物与已绝灭的生物之间的比例关系，新生代分为7个世，即古近纪的古新世、始新世和渐新世，新近纪的中新世和上新世，第四纪的更新世和全新世。新生代的古生物、古构造、古地理、古气候较中生代都有重大变化。

（一）生物界

生物界总貌与现代相近，哺乳类空前发展，取代了繁盛于中生代的爬行类，海洋中的菊石、箭石等全部消失；在植物界，中生代占统治地位的裸子类大量衰退，取而代之的是被子植物。因此，新生代又称为哺乳动物时代和被子植物时代，其中更新世和全新世人类出现并迅速发展，称为人类时代。

（二）古构造

新生代是地球岩石圈构造演化发生巨大变化的时期。印度板块在始新世晚期最终与亚洲板块对接碰撞，新特提斯洋盆消失，之后印度板块继续向北俯冲，导致青藏高原的急剧抬升及喜马拉雅世界屋脊的形成。由于印度板块与欧亚板块的碰撞演化，使我国西部在新生代整体处于挤压构造应力背景，盆地与山系相间，延伸方向近东西向，盆地边缘因相邻山系强烈上升而形成巨厚的磨拉石粗碎屑堆积；古太平洋板块的运动方向在始新世晚期也发生重要转折，由北北西变为北西西，从此古亚洲大陆东缘形成现代的沟—弧—盆体系，大陆内部出现活跃的裂陷作用，形成了许多大规模的沉积盆地，如渤海湾盆地、东海盆地、南海盆地等，其中蕴藏了丰富的油气资源（图11－16）；与断裂运动有关的岩浆活动主要分布于东部沿海一带。我国新生代的地质演化既受控于印度板块与欧亚板块的相互作用，也与太平洋板块向欧亚板块俯冲引起地球壳幔深度结构变化有关。它们从宏观上控制了中国新生代构造演化的基本格局。

（三）古地理

我国新生代大陆环境占绝对优势，西高东低的地形特征和长江、黄河等主要河流及华北、长江中下游等平原的形成都是新生代古地理演变的重要事件。

二、我国的古近系

古近系年龄65.5Ma左右至23.03Ma。我国的古近系绝大部分是陆相沉积，海相沉积只限于西藏南部、塔里木盆地西南缘及东南部大陆架海域等局部地区。新生代我国以贺兰山—龙门山一线为界，东、西部的构造格局及动力学机制有明显差异，在古地理格局、盆地类型、沉积特征等方面都显著不同，国际上将此界的东部称为环太平洋带（广义）。

（一）东部地区的古近系

古近纪，我国东部构造活动性较强，尤其是断裂活动剧烈，气候分带明显，南北成煤，中部干旱。气候带和构造带的双重作用造成多种沉积类型。

北部以重要的煤炭基地辽宁抚顺盆地为代表，其古近系孢粉植物群属于常绿落叶、阔叶混交林，反映潮湿的亚热带气候，岩性以暗色砂、页岩为主，化石丰富，煤层主要发育于古城子组和计军屯组（表11－14）。抚顺盆地古近系剖面总厚达1000m，底部老虎台组为玄武岩夹煤层及砂、页岩，不整合于古老的变质岩或下白垩统之上。抚顺盆地狭长，沿北北东向延伸，盆地的形成及玄武岩喷发均与张裂作用有关。

表11－14　抚顺盆地和渤海湾沿岸的古近系划分对比（据王乃文等，2005，简化、综合）

系	统	海相阶	陆相阶	辽东地区	华北平原地区
上覆地层				第四系Q	馆陶组 N_1
古近系	渐新统	夏特阶	塔本布鲁克阶		东营组(Dongying Fm) 285~1500m 上段为灰绿、灰白色砂岩、棕红色砂质泥岩，以砂岩为主：下段为灰白色、灰绿色细砾岩、细砂岩、泥岩；以砂砾岩为主。顶部常缺失，有时有火山岩。哺乳类*Ansomys shantungensis*见于该组顶部，产介形虫*Chinocythere unicuspidata*、*Dongyingia inflexicostata*，腹足类*Viviparus xinglongtaiensis*、*Stenothyra spiralis*、*Tianjinospira monostichophyma*，疑源类*Dictyotidium-Rugasphaera*组合
		吕珀尔阶	乌兰布拉格阶		
	始新统	普利亚本阶	蔡家冲阶	抚顺群 耿家街组(Gengjiajie Fm) 110~338m 褐色厚层状块状页岩夹少量杂色薄层砂岩、细砂岩、页岩、绿色泥岩。 孢粉中被子植物占绝对优势，三沟*Quercoidites*含量最高，*Ulmipollenites*次之，还有*Taxodiaceaepollenites*、*Ephedripites*、*Juglanspollenites* 西露天组(Xilutian Fm) 102~600m 绿色泥岩夹褐色页岩、浅绿色泥灰岩。孢粉与下伏计军屯组一致，介形虫*Cypris subglobosa*、*Cyprinotus formalis*等，另有叶肢介、龟类化石	沙河街组(Shahejie Fm) 2000m 以灰色泥岩为主，其次为粉砂岩、细砂岩、油页岩、碳酸盐岩。自上而下分为一至四段。四段以含油页岩、石膏的灰色泥岩为主夹粉砂岩、砂砾岩，常夹盐岩、碳酸盐岩，局部见藻礁灰岩。产介形虫*Cyprinotusigneus*、*C.cangzhouensis*、*C. wangquantunensis*、*Eucypris* spp.等，称*Austrocypris-Cyprinotus*组合，腹足类*Sinoplanorbis-Lymnaea*组合，轮藻*Gyrogona-Obtusochara*组合。三段为灰色泥岩夹砂岩，含石油，介形虫*Huabeinia chinensis*、腹足类*Liratina tuozhuangensis*，轮藻*Shandongochara decorosa*。二段为灰绿色、紫红色泥岩夹砂岩，含石油，介形虫*Camarocypris elliptica*组合、腹足类*Tulotomoides-Truncatus*组合、轮藻*Charites Producta*。一段为灰色、灰绿色泥岩夹油页岩，介形虫*Phacocypris huiminensis*、腹足类*Bohaispira-Gangetia*组合。三、四段有鱼化石*Diplomyctus shengliensis*、*Knightia bohaiensis*、*Tungtingichthys eocanus*；一段有鱼化石*Wangia yihezhuangensis*。另有孢粉及海源生物化石，如有孔虫、钙质超微、多毛类、枝管藻、沟鞭藻、疑源类等
		巴顿阶	坦曲阶	计军屯组(Jijuntun Fm) 48~190m 浅褐、暗褐色中薄层致密坚硬泥岩、泥灰岩、油页岩。产植物*Metasequoia disticha-sequoia sinensis*组合、孢粉*Ulmipollenites-Caryapollenites-Cupuliferoipollenites*组合	
		路特阶	卢氏阶		
		伊普尔阶	岭茶阶	古城子组(Guchengzi Fm) 0.6~195m 抚顺煤田主煤层，夹黑色炭质页岩、琥珀、灰黑色砂岩、粉砂岩。产昆虫*Fushuntendipes-Lycoria*组合、孢粉*Alnipollenites-Pistillipollenites*组合，另有植物化石	孔店组(Kongdian Fm) 1500m 上段为紫红、棕红色泥岩与砂岩互层；中段以灰色、深灰色泥岩、砂质泥岩为主，其次为砂岩、石炭岩，局部地区中、上部夹煤层和油页岩；下段主要为棕色、棕红色泥岩与砂岩，有时夹玄武岩。玄武岩同位素年龄55.75Ma±0.9Ma。产化石*Eucypris wutuensis*等，腹足类*Physa changleensis*，轮藻*Peckichara wutuensis*、*Neochara sinuolata*
	古新统	塔内特阶	池江阶	栗子沟组(Lizigou Fm) 76.5~110m 灰绿色凝灰岩为主，夹灰黑色、灰黄色薄层凝灰角砾岩、凝灰质砂岩、黑色页岩、煤层。产孢粉*Betulaepollenites-Paraalnipollenites*组合，另有硅化木	
		塞兰特阶	上湖阶	老虎台组(laohutai Fm) 56~500m 灰绿色橄榄玄武岩为主，夹煤层、页岩、炭质页岩、粗砂岩。产孢粉*Betulaepollenites-Paraalnipollenites*组合。玄武岩K-Ar等时线年龄66.2Ma±2Ma	
		丹尼阶			
下伏地层				花岗片麻岩	白垩系深棕红色泥岩夹凝灰岩K

渤海湾沿岸、江汉等含油气盆地古近系主要为陆相地层。渤海湾盆地古近系发育较好，研究程度较高，在断陷区其古近系厚度可达4000～5000m，详见表11－14。渤海湾盆地古近系自下而上分为孔店组、沙河街组和东营组，在剖面中部的沙河街组第四段上部、第三段上部及第一段出现生活于半咸水的浮游甲藻及钙藻类和鱼类中鲈形目、鲱形目等化石，数量不多，个体小，常有变异（畸形），具有陆相地层海泛层位的特征。在本区的同一剖面上，可见红色岩层与暗色岩层、石膏与煤线及油页岩交替出现，反映本区处于北部潮湿与南部干旱气候带之间的过渡地带。

现今南黄海、东海、南海一线在古近纪为较湿润的海洋性气候，其古近系以陆相为主，又有海陆过渡相沉积，暗色生油岩系发育，是重要的海上油气基地，如莺琼盆地古近系崖城组等。

（二）西部地区的古近系

我国西部地区古近系既有海相沉积也有陆相沉积。柴达木盆地古近系主要为湖泊沉积的砂、泥岩，是重要的含油气地层。

藏南地区古近纪早期在喜马拉雅地区有海相沉积。古新统宗浦组以石灰岩为主，夹页岩；始新统遮普惹组主要是石灰岩及泥、页岩，含有孔虫、介形虫、双壳类等化石，为稳定的浅海沉积。始新世末，喜马拉雅地区地壳上升，海水退出。

三、我国的新近系

古近纪末期的构造运动使古近系发生不同程度的褶皱变形，所以新近系与古近系之间多为不整合接触，不整合面上、下的古生物面貌差别很大。例如，孢粉和植物茎叶等化石中，古老分子和喜热分子在新近纪均有减少或消失，草本植物在新近纪有很大发展。我国新近系划分见表11－15。

表11－15　中国新近系划分（据王乃文等，2005，有改动）

统	海相阶	陆相阶	哺乳动物化	介形虫化石	孢粉化石	轮藻化石	古植物群
上新统 N_2	皮亚琴察阶	麻则沟阶	*Homotherium hengduanshanense* *Chardinomys nihowanicus* *Cricetinus mesolophicus*	柴达木狮子沟组 汾渭地区游河组 *Cyprideis – Zonocypris – Leucocythere – Lineocypris – Ilyocypris*	柴达林狮子沟组 *Artemisiaepollenites – Ephedripites – Chenopodipollis* 冀鲁明化镇组上段 *Percicarioipollis – Chenopodipollis – Magnastriatites* 藏南托林组上段 松科—草本植物	柴达木狮子沟组 *Tectochara meriani T. diluviana T. globula T. huangi Charites multiconvoluta C. eboliangensis C. molassica Grambastichara pappii*	山西太谷植物群
	赞克尔阶	高庄阶	*Plesiohipparion houfenen* *Chardinomys yusheensis* *Aratomys bilikiensis*				山西榆社植物群
中新统 N_1	墨西拿阶	保德阶	*Hipparion* spp. *Lophocricetus gansus* *Microtdon atavus*	汾渭地区灞河组 *Potamocypris – Ilyocypris – Candoniella*	山西保德组 *Ulmipollenites – Piceapollis* – Chenopodiaceae 兰州西宁地区临夏组（查让组） *Artemisiaepollenites – Betulaceoipollenites* – Chenopodiaceae	祁连贺兰区干河沟组 上油砂山组 *Tectochara meriani T. huangi*	藏中乌郁组植物群 滇西双河植物群（三号沟组）
	托尔托纳阶						

统	海相阶	陆相阶	哺乳动物化	介形虫化石	孢粉化石	轮藻化石	古植物群
中新统 N_1	塞拉瓦勒阶	通古尔阶	*Platybelodon grangeri* *Megacricetodon sinensis* *Plesiodipus leei*	兰州西宁地区咸水河组 *Ilyocypris bradyi Darwinula kenderlyken*	兰州西宁地区咸水河组 *Chenopodipollis* – *Quercoidites* – *Ulmipollenites*	兰州西宁地区咸水河组 *Maedlerisphaera chinensis Sphaerichara granulifera*	藏中芒乡植物群、滇东小龙潭植物群
	兰海阶	山旺阶	*Plesiaceratherium gracile* *Youngofiber sinensis* *Ansomys orientalis*	兰州西宁地区车头沟组 *Candoniella albicans* *C. mirabilis* *Ilyocypris evidens* *I.* spp. *Cypris subglobosa* *Eucypris koktalensis*	兰州西宁地区车头沟组 *Potamogetonacidites* – *Chenopodipollis* – Pinaceae 汾渭地区冷水沟组 *Caryapollenites* – Pinaceae – *Sporotrapoidites* 山东山旺组 *Carpinipites* *Quercoidites* *Ulmipollenites Caryapollenites*	—	山东山旺植物群、吉林富锦组（下部？）秋梨沟植物群
	布尔迪加尔阶 阿基坦阶	谢家阶	*Aprotodon* *Eucricetodon youngi* *Yindirtomys suni*	兰州西宁地区谢家组 *Cyprinotus* – *Ilyocypris* – *Eucypris* – *Limnocythere*	兰州西宁地区谢家组 *Piceapollis* – *Ulmipollenites* – *Chenopodipollis* 冀鲁馆陶组下段 Pinaceae – Betulaceae	兰州西宁地区谢家组 *Maedlerisphaera chinensis* *Charites minatissims* *Grambastichara tornata*	台西石底植物群、内蒙古老梁底植物群

（一）东部地区

新近纪中国东部大陆裂谷盆地进入裂后坳陷期，盆地范围普遍扩大，干旱气候带消失，整个东部基本为潮湿半潮湿气候。除在广东雷琼海峡两侧为海相沉积外，其他地区均为陆相沉积。沿海地区发育大面积上新统玄武岩。

新近纪松辽、华北、苏北和江汉盆地为大型沉降河湖盆地。松辽盆地为暗色碎屑岩夹煤层，厚约200m，沉积范围扩大到整个松辽平原。华北盆地以浅灰黄、灰绿、棕红色泥砂岩为主，厚度大于1000m，沉积范围扩大，向南与苏北盆地相连。

分布在山东临朐一带的中新统山旺组由泥岩、硅藻土、油页岩、砂砾岩及玄武岩组成，厚70～80m，硅藻土具微细水平层理，保存有完好的动植物化石，称为万卷书页岩。

滇桂粤闽一带转为潮湿热带—亚热带气候，含煤湖沼沉积范围较古近纪更广，以云南开远小龙潭盆地为代表。中新统小龙潭组主要为白色粘土夹褐煤，上新统为灰色砂质粘土夹褐煤。

沿海地区的玄武岩喷发是新近纪的突出特点。如东北的长白山区、渤海海峡的庙岛群岛、庐江—郯城大断裂两侧、浙东嵊县、福建漳浦、台湾海峡中的澎湖群岛以及广东雷州半岛、海南岛北部等地都有大片玄武岩分布，其时代多属上新世。

位于大陆边缘的莺歌海盆地中新统和上新统最大厚度近万米，沉积特征与古近系不同，海相层明显增多。如北部湾中新统下洋组、角尾组、灯楼角组和上新统望楼组以浅海沉积为主，莺琼盆地中新统和上新统全为浅海及滨海沉积的白云质灰岩及砂泥岩。

（二）西部地区

由于印度板块与欧亚板块的碰撞（始新世），中国西部盆地与山系相间，延伸方向近东西向，盆地边缘因相邻山系强烈上升而形成巨厚的新近系粗碎屑磨拉石堆积，蒸发岩发育，缺少火山岩，与东部明显不同。

四、我国的第四系

第四系年龄一般小于1.8Ma。第四纪分更新世（Qp）和全新世（Qh）。根据《中国地层指南》，它们又进一步分为早、中、晚三个期，其代号分别是 Qp^1、Qp^2、Qp^3 和 Qh^1、Qh^2、Qh^3。

第四纪是地史上最后一个纪。第四纪研究与人类的生态环境、地质灾害防治等密切相关，已发展成为一门独立的学科——第四纪地质学。目前，第四纪海相地层研究较详，陆相地层研究较弱，海、陆相地层对比困难。

中国的第四系分布广泛，多为松散沉积。第四纪初，我国的海陆轮廓已基本形成，大陆内部山川展布已具雏形。受新构造运动和古气候变化等事件的影响，第四纪发育了多种沉积类型，北方有黄土堆积，华南有红壤堆积，西北地区有沙漠以及山区的洪积物和山麓堆积，平原地区有河流冲积物和湖沼沉积等。下面简述我国第四纪的主要沉积类型及地质事件。

（一）青藏高原隆升及其影响

第四纪印度板块继续向北俯冲，诱发青藏高原的急剧抬升及其周缘山系的进一步发展，形成中国西部高原、山系与盆地相间的地势。在喜马拉雅山及昆仑山、喀喇昆仑山等地，发育有第四纪山岳冰川及冰川堆积，据科考证实有多次冰川活动。高原内部相对平坦地区出现一些小型湖盆，更新世早期主要是淡水湖盆，后期气候变干，湖水变咸，范围缩小，形成有经济价值的含硼盐矿床。由于青藏地区的强烈上升，青藏高原周缘的山前盆地边缘形成巨厚的粗碎屑类磨拉石堆积。如天山北麓准噶尔盆地南缘，下更新统西域组以砾岩为主，中更新统乌苏群仍以砾石沉积为主，上更新统新疆群为沙砾及沙质粘土沉积。塔里木盆地也有类似的巨厚粗碎屑堆积。它们是山系急剧上升和盆地边缘强烈下陷的物质记录。

（二）黄土堆积与古环境记录

黄土是中国西北部一种特殊的沉积类型，它几乎覆盖了中国东经103°～113°，北纬34°～38°的广大地区，最厚可达百余米。黄土层中夹多层古土壤，是气候干冷与湿热变化的物质记录，为古环境变化研究提供了良好条件。典型剖面，如陕西洛川黄土剖面，其下更新统午城组以黄红色土为特征，中更新统离石组为淡棕色黄土，上更新统马兰组以黄灰色黄土为主。

（三）中国东部差异升降与南北分异

第四纪太平洋板块继续向西俯冲，造成中国东部的拉张断陷，形成一系列北北东向的沉积盆地和断块山脉，长白山等地有火山活动。松辽、华北及江汉平原是大面积沉降区。华北平原钻井揭示，太行山麓为粗碎屑沉积，向东主要为河、湖沙泥沉积夹玄武岩，再往东还见数个海相化石层。华北一般分为下更新统固安组、中更新统杨柳青组、上更新统欧庄组；全新统为河湖沉积夹泥炭，总厚300～400m。

秦岭以南、青藏高原以东直至闽浙沿海，除江汉—南阳盆地外，只有零星分布的小型盆地。沉积类型以残积红土及其搬运再沉积为主，有不少溶洞堆积，可能与地处石灰岩发育区、地壳持续上升及温热气候等环境有关。

（四）海平面升降及海陆变迁

第四纪冰期和间冰期多次更替，引起多次海平面升降波动，海岸线进退可达数百千米。间

冰期海面升高时，东部海水西进可达白洋淀、洪泽湖和太湖，南部的雷州半岛可没入海底；冰期海平面下降最低时，约低于现在海面150m，渤海、黄海、东海及南海北部（原陆棚部位）均为辽阔的滨海平原，形成古土壤、风化壳及泥炭等，当时中国台湾与大陆直接相连，陆生动物可以自由来往。大约距今一万年左右（末次冰期消融后），海面逐渐到达现在的位置。

近年来，我国沿海各地钻孔中发现第四系含有孔虫等非陆生生物化石的层位不少于4～5个，说明第四纪海水曾多次侵入大陆内部。

五、新生代矿产

我国新生界矿产丰富，主要有石油、天然气、煤、油页岩、膏盐等。

石油、天然气：古近系和新近系是我国重要的含油气岩系（表11－16）。古近系在渤海湾盆地、依兰—伊通、江汉、苏北、南阳、百色、茂名、三水、柴达木、准噶尔、库车及海域的珠江口、莺—琼、北部湾、台湾、东海等盆地都产油气，如苏北阜宁组，江汉盆地的新沟咀组、潜江组，渤海沿岸的沙河街组、东营组，南阳盆地的核桃园组等。新近系在塔里木、准噶尔、酒泉、柴达木、伦坡拉、渤海湾及北部湾、珠江口和台湾西部等盆地都有油气，如柴达木盆地的油砂山组、准噶尔盆地独山子组等。

表11－16　我国新生代部分盆地的地层层序及主要含油气层位（据朱才伐，2007，有改动）

	柴达木盆地	渤海湾盆地	依兰—伊通盆地	南襄盆地	江汉盆地	百色盆地	苏北—南黄海盆地	北部湾盆地	珠江口盆地
更新世	七个泉组								
上新世	狮子沟组	明化镇组上				长蛇岭组	盐城组上段	望楼岗组	万山组
中新世	上油砂山组		岔路河组	凤凰镇组	广华寺组		盐城组下段	灯角楼组	粤海组
	下油砂山组	明化镇组下						角尾组	韩江组
		馆陶组						下洋组	珠江组
渐新世	上干柴沟组	东营组	万昌组	上寺组	荆河镇组	建都岭组			珠海组
始新世		沙河街组	永吉组	核桃园组	潜江组	伏平组 百岗组 那读组 同均组		涠洲组	恩平组
	下干柴沟组		双阳组	大仓房组	荆沙组		三垛组	流沙港组	文昌组
	路乐河组	孔店组		玉皇顶组	新沟咀组	六丑组	戴南组	长流组	
古新世				白营组	沙市组		阜宁组		

煤：抚顺盆地古城子组和计军屯组、孙吴地区孙吴组、三江盆地富锦组、渤海湾盆地馆陶组、云南开远小龙潭组等都有重要煤层。

油页岩：油页岩常常与含煤岩系共生，与煤层呈相变关系。常常是盆地边缘成煤，向中心变为油页岩。新生界产油页岩的层位有抚顺盆地计军屯组等。

膏盐：古近纪干旱气候带分布较广，膏盐产地较普遍。西起喀什海湾，南达滇西兰坪、思茅地区和广东三水盆地，东到江汉、衡阳等盆地都有膏盐矿床，山东大汶口附近发现钾盐。新近纪盐类仅见于柴达木、吐鲁番等盆地。第四纪青藏高原咸湖中含硼盐矿床。

参考文献

安延恺 . 1981. 地层学与古生物学基础 . 北京:石油工业出版社.

布兰 . 1983. 地史学和地层学研究方法 . 郭步英,等译 . 北京:地质出版社 .

第三届全国地层会议论文集编委会 . 2000. 第三届全国地层会议论文集 . 北京:地质出版社 .

杜远生,童金南 . 1998. 古生物地史学概论 . 武汉:中国地质大学出版社 .

方邺森 . 1987. 沉积岩石学教程 . 北京:地质出版社 .

傅英祺 . 1994. 古生物地史学简明教程 . 北京:地质出版社 .

高瑞棋,等 . 1994. 松辽盆地白垩纪石油地层 . 北京:石油工业出版社 .

龚一鸣,张克信 . 2007. 地层学基础与前沿 . 武汉:中国地质大学出版社 .

韩小俊,等 . 2006. 地震地层及地震相分析在川东南复杂储层识别中的应用 . 成都理工大学学报,(2).

李国玉,等 . 2002. 中国含油气盆地图集 . 北京:石油工业出版社 .

李文学,李建民,谢朝阳 . 2006. 海拉尔复杂断陷盆地油气勘探与开发 . 北京:石油工业出版社 .

李亚美,夏德馨 . 1985. 地史学 . 北京:地质出版社 .

刘宝珺 . 1990. 岩相古地理学教程 . 北京:地质出版社 .

刘本培,全秋琦 . 1996. 地史学教程 . 北京:地质出版社 .

刘吉余 . 2006. 油气田开发地质基础 . 4 版 . 北京:石油工业出版社 .

米家榕,等 . 1993. 中国环太平洋带北段晚三叠世地层古生物及古地理 . 北京:科学出版社 .

倪丙荣 . 1988. 地史学 . 北京:石油工业出版社 .

彭善池 . 2008. 华南寒武系年代地层系统的修订及相关问题 . 地层学杂志,(3).

齐文同 . 1990. 事件地层学概论 . 北京:地质出版社 .

曲淑琴 . 1993. 抚顺盆地下第三系耿家街组孢粉组合及其地质意义 . 长春地质学院学报,(4).

曲淑琴 . 2007. 辨析地层及沉积学中几个常用的概念和术语 . 大庆石油学院学报,(1).

全国地层委员会 . 2001. 中国地层指南及中国地层指南说明书 . 修订版 . 北京:地质出版社 .

施尚明,刘吉余,孙小洁 . 1999. 测井地质学 . 北京:石油工业出版社 .

孙镇城,等 . 1998. 现代地层学在油气勘探中的应用 . 北京:石油工业出版社 .

田在艺 . 1997. 中国含油气盆地岩相古地理与油气 . 北京:石油工业出版社 .

万传彪,等 . 2004. 中国早白垩世中、晚期被子植物花粉的特征及其意义 . 大庆石油地质与开发,(2).

汪啸风,陈孝红,等 . 2005. 中国各地质时代地层划分与对比 . 北京:地质出版社 .

王鸿桢 . 1999. 关于国际(年代)地层表与中国地层区划 . 现代地质,(2).

王鸿桢,等 . 1980. 地史学教程 . 北京:地质出版社 .

王鸿祯,等 . 2006. 中国与蒙古之地质 . 地学前缘,(6).

王鸿祯,等 . 1990. 中国及邻区构造古地理和生物古地理 . 武汉:中国地质大学出版社 .

王开发,王宪曾 . 1983. 孢粉学概论 . 北京:北京大学出版社 .

王良忱,张金亮 . 1996. 沉积环境和沉积相 . 北京:石油工业出版社 .

王群,等 . 2002. 矿场地球物理测井 . 北京:石油工业出版社 .

王训练,等 . 1999. "自然界线"在地层学中的地位与作用 . 现代地质,(2).

王训练,等 . 1999. 选择全球界线层型剖面点(GSSP)的一个重要参考标准 . 科学通报,(18).

吴崇钧,薛叔浩 . 1992. 中国含油气盆地沉积学 . 北京:石油工业出版社 .

吴瑞棠,等 . 1989. 现代地层学 . 武汉:中国地质大学出版社 .

吴元燕,吴胜和,蔡正旗,等 . 2005. 油矿地质学 . 3 版 . 北京:石油工业出版社 .

夏树芳 . 1991. 历史地质学 . 北京:地质出版社 .

肖传桃 . 2007. 古生物学与地史学概论 . 北京:石油工业出版社 .

徐道一,等 . 2006. 天文地层学的兴起 . 地层学杂志,(4).

闫桂林,鲁红,等 . 2006. 苏德尔特油田布达特群裂缝储层测井识别方法//李文学,李建民,谢朝阳 . 海拉尔断陷盆地油气勘探与开发 . 北京:石油工业出版社 .

杨建国,等. 2000. 鸡西盆地鸡西群古气候研究//朱宁浩,郑国光,等. 中国含油气盆地孢粉学论文集. 北京:石油工业出版社.
姚华舟,等. 1994. 综合地层学的系统层次结构. 地层学杂志,(4).
叶德泉,等. 1990. 中国北方含油气区白垩系. 北京:石油工业出版社.
殷鸿福,鲁立强. 2006. 二叠—三叠系界线全球层型剖面——回顾与进展. 地学前缘,(6).
殷鸿福,徐道一,吴瑞棠. 1988. 地质演化突变观. 武汉:中国地质大学出版社.
翟光明,等. 1996. 中国石油志. 北京:石油工业出版社.
张杰,赵玉华. 2007. 鄂尔多斯盆地三叠系延长组地震层序地层研究. 岩性油气藏,(4).
张守信. 2006. 理论地层学与应用地层学. 北京:高等教育出版社.
张守信. 2005. 中国地层标准化的建议. 中国科学院研究生院学报,(5).
张云峰,吕延防. 2006. 海拉尔盆地苏德尔特古潜山裂缝发育特征//李文学,李建民,谢朝阳. 海拉尔复杂断陷盆地油气勘探与开发. 北京:石油工业出版社.
章森桂,等. 2009. 国际地层表(2008)简介. 地层学杂志,(1).
赵澄林,朱筱敏. 2001. 沉积岩石学. 3 版. 北京:石油工业出版社.
赵传本,等. 1992. 东北油气区下第三系磁性地层学研究. 石油学报,(2).
赵胜. 2007. 布日敦南凹陷地震层序分析与烃源岩早期预测. 小型油气藏,(3).
中国地层典编委会. 2000. 中国地层典. 北京:地质出版社.
中国科学院南京地质古生物研究所. 2000. 中国地层研究二十年. 合肥:中国科学技术大学出版社.
朱筱敏. 1998. 层序地层学原理及应用. 北京:石油工业出版社.
Holland S M. 1995. The stratigraphic distribution of fossils. Palaeontology,21(1).
Schumm S A. 1993. River Response to Basalevel change:Implications for sequence stratigraphy. The Journal of Geology,101.
Salvador A. International Stratigraphic Guide - A Guide to stratigraphic classification,terminology and procedure,2nd edition. IUGS & Geol Amer Inc,1994.
Van Wagoner J C. 1991. Sequence Stratigraphy Application to Shelfsandstone Reservoirs. AAPG.
Weimer R J. 1992. Development in sequence stratigraphy:foreland and cratonic basins. AAPG Bulletin.
Yin Hongfu, Tong Jinnan. 1995. Relationship between sequence stratigraphical boundary and chronostratigraphic boundary. Chinese Science Bulletin,40(16).